

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Материалы Российского совещания с международным участием

Сыктывкар, 14–16 марта 2011 г.

Сыктывкар



2011

Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, 14—17 марта 2011 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 332 с.

В сборнике Сыктывкарского совещания-2011 публикуются расширенные тезисы 110 докладов, которые сгруппированы по 14 темам: вопросы методики; общие вопросы литогенеза; молодые осадки: седиментация и диагенез; биоморфизм и биогенез; диагностика петрофонда; диагностика осадочных фаций; диагностика диагенеза; диагностика стадийного ката- и метагенеза; диагностика рассольного катагенеза; диагностика инфильтрационного эпигенеза и рециклизации; диагностика флюидного литогенеза; метаморфизм: диагностика протолита; процессы нефтегенеза, формирования и разрушения залежей; вопросы рудогенеза.

Тексты тезисов предваряются обширным предисловием редактора (Я. Э. Юдовича), в котором дается обобщение наиболее существенных результатов, изложенных в докладах. По мнению редактора, материалы, представленные на Сыктывкарском совещании-2011, значительно обогатили генетическую минералогию литогенеза — так называемую «геоминаралогию».

Сборник завершается *Авторским указателем*, включающим имена всех 175 авторов докладов, в числе которых как признанные мэтры отечественной литологии (Ю. О. Гаврилов, П. В. Зарицкий, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, А. А. Махнач, А. Д. Савко, О. В. Япаскурт и др.), так и студенты, аспиранты, магистранты.

Mineral Indicators of Lithogenesis: Proc. Russian meeting, with international contribution (Syktyvkar, Russia, Komi Republic: March 14—17, 2011). Syktyvkar: Geoprint, 2011. 332 pp.

The Proceedings include extended abstracts of all the 109 reports presented on the Syktyvkar-2011 meeting. Abstracts are divided on the 14 topics: methods; general problems of lithogenesis; recent sediments (sedimentation and diagenesis); biomorphism and biogenesis; provenance diagnostics; diagenesis diagnostics; diagnostics of the burial diagenesis (= *catagenesis* in the Russian references); diagnostics of the infiltration epigenesis and recycling; diagnostics of the fluid lithogenesis; metamorphism: protolithe diagnostics; oil genesis and reservoir mineralogy; ore genesis.

The Proceedings are edited by Dr. Ya. E. Yudovich, compiled extensive *Editor's Preface*. All the authors are listed in the *Author's Index*.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА: СЫКТЫВКАРСКИЙ ФОРУМ-2011

Я. Э. Юдович

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
yudovich@geo.komisc.ru

Темой совещания является *минералогический аспект литогенеза* в широком понимании — как последовательности стадий образования и изменения осадков и осадочных горных пород:

гипергенез (выветривание) ⇒ мотогенез (перенос) ⇒ седиментогенез ⇒ диагенез ⇒ катагенез (⇒ новый гипергенез).

Хорошо известно, что минералы являются носителями генетической информации об условиях образования горных пород. Не представляют исключения и осадочные породы: здесь многие минералы выполняют роль индикаторов условий седименто-, диа- и катагенеза. Например, каолинит как правило характеризует гумидную кору выветривания; монтмориллонит свойственен аридным отложениям, а также продуктам изменения вулканогенного материала (бентониты); некоторые минералы тяжелой фракции четко указывают на состав источников сноса терригенного материала; формирование металлоносных железомарганцевых конкреций (ЖМК) указывает на крайне низкую скорость седиментации; присутствие в породах арагонита и Mg-кальцита указывает на закрытые системы диагенеза; изотопный состав углерода карбонатов и серы пирита позволяет точно описать обстановку диагенеза; трансформация монтмориллонита в гидрослюда и хлорит индицирует условия термального (стадиального) катагенеза; присутствие в породах явно вторичных сульфатов и хлоридов указывает на рассольный катагенез. Наконец, присутствие в параметаморфитах сульфат- и хлор-содержащих минералов (содалита, лазурита) указывает на эвапоритовую природу бывшего осадочного субстрата (протолита), и т. п.

К настоящему времени накоплено весьма значительное количество информации такого рода, отчасти обобщенной в серии монографий, в особенности по глинистым минералам и цеолитам. Однако, со времени появления программной статьи А. Г. Коссовской в знаменитом сборнике «Кристаллохимия минералов и геологические проблемы» [12] добавилась масса новых данных, полученных в «нефтяной» и «рудной» геологии. Накопленные данные нуждаются в широком обсуждении, осмыслении и обобщении, что и предполагалось сделать на Сыктывкарском совещании-2011. Конкретно, намечалось обсудить на совещании ряд следующих проблем, обозначенных в одной из последних монографий [40].

1. Роль минеральных индикаторов в познании процессов выветривания. Соотношение между почвенным, латеритным и сернокислотным выветриванием. Парагенезис слоистых силикатов как индикатор климатических обстановок выветривания. Экзотические парагенезисы сернокислотного вывет-

ривания (роценит, копиапит, и др.). Каолинит и его генотипы. Гипергенные Fe-Mn оксиды и гидроксиды как индикаторы биогенных и абиогенных линий выветривания.

2. Роль минеральных индикаторов в реконструкции петрофона осадков и осадочных пород. Под *петрофоном* понимаются горные породы, послужившие исходным материалом для осадков или элювиальных продуктов. В последнем случае петрофонд обычно именуется *субстратом*. Минералы-индикаторы ближнего и дальнего сноса. Сметиты в современных осадках океана как индикаторы дальнего сноса. Типохимизм тяжелых аксессуарных минералов (цирконов, турмалинов, гранатов, хромшпинелидов, апатитов, ильменитов) как индикатор петрофона. Революционное значение микронзондового анализа отдельных минеральных зерен. Распознавание вулканогенного петрофона — пирокластике и продуктах эксгалиций по характерным минералам-индикаторам (кварцу, санидину, смектитам, цеолитам, палыгорскиту, флюориту, титановым оксидам и др., в том числе по бертьерину в составе фосфатсодержащих бертьерин-кремнистых конкреций). Распознавание космогенного петрофона — как «фонового», так и вещества астроблем — продуктов катастрофических импактных событий в истории Земли.

3. Роль минеральных индикаторов в познании фациальных обстановок седиментации — распознавании гидрофаций (солености, температуры, pH и Eh водной среды), топографических (ландшафтных) и динамических фаций. Индикация фаций по аутигенным Fe-Mn оксидам и гидроксидам, карбонатам, фосфатам, сульфидам и некоторым слоистым силикатам.

4. Ключевая роль минеральных индикаторов в познании процессов диагенеза. Различия минералогии раннего и позднего диагенеза, а также зависимость протекания диагенеза от геодинамической обстановки седиментации. Индикаторная роль аутигенных карбонатов, фосфатов, сульфидов (в особенности фрамбоидального пирита); минералы-эфемеры как индикаторы позднего диагенеза (оксиды, сульфиды, карбонаты, фосфаты, а также некоторые органические минералы).

5. Роль минеральных индикаторов в познании процессов термального и рассольного катагенеза и связанного с ними эпигенетического рудообразования. Глинистые минералы (слоистые силикаты) и карбонаты, фосфаты, сульфиды, оксиды; значение стадийных превращений цеолитов. Минералы-индикаторы рассольного катагенеза (сульфаты, хлориды) и связь их с процессами стратиформного рудогенеза.

6. Индикация инфильтрационного эпигенеза («регрессивного катагенеза») по вторичным гипергенным минералам — кремнезему, гётиту, тодорокиту,

магнетиту, сульфидам (вблизи поверхностей стратиграфических несогласий); некоторым слоистым силикатам (каолинитам, глауконитам и смектитам); фосфатам и алюмофосфатам; сидеритам и сульфатам (в том числе — Na-ярозиту и бариту) и в особенности — по алюмосульфатам.

7. Индикация флюидного литогенеза. Это новое направление в литологии, пока еще не освещенное в монографической литературе, но весьма важное и в последние годы оживленно обсуждавшееся на нескольких крупных научных форумах.

Как и обычно, жизнь внесла существенные коррективы в «издалека» намеченную программу совещания: какие-то вопросы остались почти без внимания участников (например, диагностика климатических обстановок и процессов рециклизации), но зато появились новые темы для обсуждения, представленные в целом ряде интересных докладов, и прежде всего — в рамках непредусмотренных Оргкомитетом **нефтяного и рудного** направлений. Всего же на совещание поступило 110 докладов, которые можно сгруппировать по 14 крупным тематическим рубрикам (а с более дробным подразделением темы «Диагностика осадочных фаций» — таких рубрик получится 16).

Вопросы методики

На большом документальном материале классик конкреционного анализа, профессор **П. В. Зарицкий** раскрыл в своих докладах многолетнюю историю составления и преподавания целого ряда авторских курсов по литологии (изданных в виде монографий и/или учебных пособий), с особым упором на изучение литологии и геохимии конкреций, составляющей предмет особой главы Литологии — *конкрециологии*. Значительная часть этих курсов не имела аналогов ни в СССР, ни за рубежом [8—10, 19].

Как обнаружил профессор **Ю. А. Ткачев** (в докладе с **Э. С. Щербаковым**), реанимировавший «классические» данные по минералогии пляжей Флориды, в прежней интерпретации этих данных [4] присутствовал серьезный методический изъян. Ю. А. Ткачевым убедительно показано, что для выявления корреляционных связей между тяжелыми аксессуориями (что необходимо для корректного выделения терригенно-минералогических провинций) — обязательной процедурой является пересчет процентных содержаний минералов с тяжелой фракции на породу; в противном случае выделяемые ассоциации минералов могут оказаться артефактами.

В своем докладе **Н. А. Махнач** убедительно доказал, что большой разброс значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в голоценовых озерных кальцитах Белоруссии определяет возможность индикации температурных условий образования погребенных карбонатных осадков межледниковий и межстадиалов только путем совместного рассмотрения соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Так, значения $\delta^{18}\text{O}$, существенно превышающие $-(12-11)\text{‰}$, могут быть индикаторами климата более теплого, чем ныне, только на фоне величин $\delta^{13}\text{C}$, близких к равновесию с органическим углеродом. Величины $\delta^{18}\text{O}$ ниже $-(12-11)\text{‰}$, сопутствующие значениям $\delta^{13}\text{C}$, недалеким от равновесия с атмос-

ферным углеродом, несомненно индицируют более низкие, чем в голоцене, температуры воздуха. Этим же автором выявлен аномально легкий изотопный состав кислорода и углерода в эфемерных сталактитах и сталагмитах, что связано с сильным кинетическим эффектом при ураганном осаждении кальцита (pH в растворе может достигать 12). Поэтому индикация техногенной добавки в городскую атмосферу изотопно-легкого углерода от сжигания топлива (важная экологическая проблема!) вряд ли возможна путем изучения кальцитовых натеков на бетонном субстрате. Сталагмиты имеют более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, чем сталактиты, что обусловлено осаждением значительных долей ^{18}O и ^{13}C на верхнем члене пары. Такой механизм, по-видимому, надо иметь в виду при палеоклиматических реконструкциях на основании анализа изотопного состава природных спелеотем. Выяснилось также, что трактовка величины $^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ озерных карбонатов Белоруссии в терминах только температуры может быть ошибочной. Дело в том, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ в кальците озерных отложений являются результатом *комбинированного воздействия* изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата. Потепление и/или аридизация вызывают утяжеление, а похолодание и/или усиление гумидности — облегчение изотопного состава кислорода кальцита.

Петербургские литологи **В. А. Кошелева, Я. В. Неизвестнов и Э. И. Сергеева** рекламируют новейшее зарубежное оборудование бельгийской фирмы SkyScan, позволяющее выполнять трехмерную (3D) рентгеновскую микроскопию и рентгеновскую микротомографию объектов, с разрешением на микро- и нанометровом уровне. Они полагают, что применение рентгеновских микроскопов (отражательных, проекционных и флуоресцентных) и микротомографов перспективно и в литологии.

Сыктывкарские литологи **А. И. Антошкина, С. И. Исаенко и О. С. Процько** испытали применение метода Рамановских спектров комбинационного рассеяния к изучению водорослевого ОВ в верхнесилурийских черных сланцах Приполярного Урала. Удалось определить ряд индивидуальных углеводородов и подтвердить (установленный петрографически) факт сильной разложенности ОВ, определенного как коллоальгинит.

Общие вопросы литогенеза

Один из «отцов-основателей» генетической минералогии литогенеза [44—47], названной А. Г. Коссовской *геоминералогией*, автор первого в нашей стране учебного пособия по стадийному анализу [44] — профессор **О. В. Япаскерт**, указывает, что столь модный ныне среди геологов-нефтяников текстурный анализ при всей его необходимости для фацеального анализа — ни в коей мере не должен подменять тщательное изучение вещественного состава осадочных толщ, в том числе — генетико-минералогическое. При этом, как он справедливо замечает, «для качественных минералогических исследований надо располагать соответствующей лабораторной аппаратурой, главное, уметь ею пользоваться. А таких специалистов известные хозяйственно-эко-

номические события 1990-х гг. вывели за пределы науки и даже страны».

В недавней монографии [17] и в докладе на Сыктывкарском форуме **А. Ю. Леин** развивает идею о том, что помимо внутреннего источника энергии (захороненного органического вещества) — *еще одним энергетическим источником диагенеза является внешний источник — анаэробное окисление бактериального и термогенного метана (а в океане также и метана абиогенного — продукта серпентинизации мантийных гипербазитов)*. Ярким примером диагенетических процессов, порождаемых подпиткой глубинным метаном, являются восстановленные современные и древнечерноморские осадки внешнего шельфа, континентального склона и глубоководной котловины северо-восточной части Черного моря, которые отличаются присутствием в них ураганных концентраций метана. При этом в основании ряда изученных колонок древнечерноморских отложений наблюдалось резкое увеличение концентрации метана и заметное возрастание скорости процесса его анаэробного окисления. Здесь фиксируется второй (после близповерхностного) — *глубинный максимум сульфат-редукции*. Многократное превышение суточной скорости метаногенеза над суточной скоростью метаногенеза однозначно доказывает миграционную природу метана в основании древнечерноморских осадков. Таким образом, в этих осадках выявлены два источника энергии диагенетических процессов: солнечная (ОВ из водной толщи) и энергия земных глубин в виде потока метана, за счет процесса анаэробного окисления которого в подповерхностной биосфере активизируются другие диагенетические процессы.

Разумеется, терминологическая новация петербургских литологов (доклад **В. А. Кошелевой и Э. И. Сергеевой**), предложивших называть диагенетические процессы в осадке «эндогенными» — никоим образом не может быть одобрена. Как известно (и педагогам, обучающим студентов, это тем более должно быть ведомо), в геологии эндогенными принято называть процессы тектонические, магматические, метаморфические и гидротермальные, но отнюдь не диагенетические.

Молодые осадки: седиментация и диагенез

Важным вкладом в теорию литогенеза является *целостная концепция современного океанского литогенеза*, детально разработанная **В. Н. Свальновым** в его монографии-1991 [28] и в докладе на Сыктывкарском форуме. Согласно этой концепции, седиментация и диагенез в современном океане характеризуются четкой стадийностью, причем стадии кардинально различаются по своей длительности. В пелагических областях выделяются стадия седиментогенеза, включающая три этапа — *председиментогенез, протосингенез, сингенез*, и стадия диагенеза, также включающая три этапа — *протодиагенез, ранний диагенез, поздний диагенез*. Стадийность последующих преобразований пород (катагенез, протометаморфизм) соответствует известной схеме Н. М. Страхова.

На этапе *председиментогенеза* происходит мобилизация, перенос и осаждение исходного вещества. Поскольку пелагический литогенез развит в миопелагической и эвпелагической фашиальных областях океана, т. е. на огромном удалении от питающих провинций, механическая дифференциация здесь вытесняется химической и биологической. Минеральными индикаторами председиментогенеза являются биогенные опал и кальцит, аутигенные зародышевые выделения целестобарита, а также оксигидроксидов железа и марганца. Для этапа *протосингенеза* характерно зарождение основной массы железо-марганцевых микроконкреций, формирование рудных корок и макроконкреций, образование крупных кристаллов аутигенного целестобарита, а также палагонита, цеолитов, железистых смектитов. На этапе *сингенеза* в условиях крайне неуравновешенной физико-химической системы продолжается окислительное минералообразование — наращивание слоев марганцевых микроконкреций, формирование аутигенных железистых смектитов, цеолитов и целестобарита. Для этапа *протодиагенеза* характерны неравномерное диффузионное перераспределение элементов, локальное сосуществование пирита, марганцевых микроконкреций, целестобарита, железистых смектитов и цеолитов. На этапе *раннего диагенеза* в основном завершается физико-химическое уравнивание осадков. Очаговое восстановительное минералообразование сочетается с окислительным, в результате чего местами образуется пирит, а рудные оболочки марганцевых микроконкреций растворяются частично или полностью. Этап *позднего диагенеза* отличается абиогенной мобилизацией вещества, трансформацией структур аутигенных минералов, растворением и перераспределением биогенных компонентов, формированием кремневых стяжений. Как подчеркивает В. Н. Свальнов, **отличительной чертой пелагического литогенеза является образование основной массы аутигенных минералов в окислительной обстановке на этапе протосингенеза.**

Реконструкция первичной фашиальной обстановки седиментации по литологическим признакам может сильно осложняться явлениями ранней аллохтонии осадков — их перемещения с места первоначального залегания. Детальное изучение этих процессов в пелагиали современного океана (доклад **Т. Н. Алексеевой и В. Н. Свальнова**) показало, что для самых типичных переотложенных осадков, каковыми являются турбидиты, характерны четкие диагностические признаки: резкая граница раздела с подстилающими осадками и постепенная — с перекрывающими; наличие макро- и микроградационных текстур; заметное отличие от вмещающих осадков по цвету, влажности и плотности; присутствие мелководных биогенных остатков на больших глубинах; парадоксальное изменение по разрезу комплексов флоры и фауны; нахождение карбонатных остатков ниже глубины карбонатной компенсации; обилие псефитовых и псаммитово-алевритовых обломков пород дна; обогащение подошвы слоя тяжелыми минералами; существенное отличие от вмещающих осадков по химическому составу и соотношению глинистых минералов.

Механическое перераспределение осадков может породить замечательное явление, названное докладчиками «ретроградным литогенезом» — когда выведенный на поверхность дна осадочный материал, уже прошедший какие-то этапы литогенеза, снова вовлекается в сингенетические преобразования. Нетрудно видеть сходство идеи «ретроградного литогенеза» с так называемым «наложенным диагенезом» Э. Пирруса или с «аллодиагенезом» В. И. Чалышева [37, 40]. Существенная разница этих процессов в том, что «аллодиагенез» есть следствие регрессивного инфильтрационного эпигенеза при воздымании осадочных бассейнов, тогда как «ретроградный литогенез» происходит в глубинах океана на стадиях седименто- и диагенеза.

В 2009 г. состоялся юбилейный 100-й рейс НИС «Профессор Штокман» (Институт океанологии РАН), в котором был выполнен меридиональный профиль от Керченского пролива в глубоководную часть моря с отбором проб донных осадков на пяти станциях. В числе первых интересных результатов (доклад *Е. А. Гудковой, А. Г. Розанова и Ю. Н. Гурского*) — предположительно диагенетическое накопление Mn. Ранее процесс накопления Mn был установлен (*доклад Ю. Н. Гурского*) в наддонных и иловых водах Днепровско-Бугского лимана Черного моря, а также в приустьевых зонах многих рек. Марганец концентрируется в верхних (1–2 см, реже — до 10 см и глубже) горизонтах иловой воды, у редокс-барьера в зоне смещения и в ближайшей к устью части эстуария. Обычно таким концентрациям сопутствуют и геохимические аномалии Mn во вмещающем осадке, что ясно указывает на связь их с марганцевыми водами.

Появление в четвертичных осадках уральских озер кальцита и гипса отвечало фазам аридизации климата, а нарастание доли кварца — гумидизации (доклад *А. В. Масленниковой, Э. П. Солотчиной и В. В. Дерягина*).

Как сообщается в докладе *А. А. Махнача*, средний изотопный состав кислорода раковин речных моллюсков на территории Польши ($\delta^{18}\text{O} = +23.0\text{‰}$) более тяжелый, чем на территории Белоруссии ($\delta^{18}\text{O} = +21.6\text{‰}$). Эта разница объясняется широтным эффектом фракционирования изотопов кислорода в атмосфере, связанным с температурой воздуха и обуславливающим разницу величины $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков в соответствующих районах Польши (-9.4‰) и Белоруссии (-10.7‰).

Биоморфизм и биогенез

Приходится согласиться с украинскими учеными, отметившими, что несмотря на «ритуальные» ссылки на В. И. Вернадского — роль биогенеза в лито- и, в особенности, в рудогенезе была фатально недооценена классиками литологии [6]. В действительности о мощи биогенного литогенеза ярче всего свидетельствуют два процесса, которые можно наблюдать в современном океане: формирование коралловых рифов и железомарганцевых конкреций (ЖМК). По свидетельству В. Г. Кузнецова [15], современные коралловые рифы занимают всего 0.32 % площади океанского

карбонатакопления, но осаждают около 50 % всего поступающего в океан кальция. Что же касается ЖМК, то как ясно показано проф. В. С. Савенко [25, 26], **формирование океанских ЖМК абиогенным физико-химическим путем невозможно**. Согласно экспериментальным данным, растворимость MnO_2 и природных ЖМК (20–200 мкгMn/л) на 3–4 порядка больше реального содержания Mn в морской воде [25, 26, с. 85]. Поэтому «*воды Мирового океана являются сильно недосыщенными в отношении диоксида марганца, который в силу этого не может образовываться в водной толще химическим путем. Необходимую степень концентрирования растворенного марганца может обеспечить только деятельность живых организмов, в частности железобактерий, способных создавать локальное пересыщение в сильно недосыщенной среде. Накопление же на дне океана ЖМК, которые исходя из относительно высокой растворимости должны растворяться в морской воде, объясняется смещением динамического равновесия растворения — осаждеие в пользу последнего < >*» [26, с. 85]. Это смещение состоит в том, что седиментационный поток Mn в осадок превышает диагенетический поток Mn из осадка:

седиментационный поток взвешенного Mn в пелагиали океана, принимая скорость седиментации 1–3 мм/1000 лет, плотность осадка 1.5 г/см³ и содержание в нем Mn = 0.4 % (4–12)×10⁻⁷ г/см² в год

диагенетический поток растворенного Mn из пелагического осадка, оцененный по аналогии с потоком биогенного Si 3.4×10⁻⁹–3.5×10⁻⁸ г/см² в год

Как видно, седиментационный поток «*как минимум в 10 раз превышает максимальную оценку потока растворения*», что и позволяет объяснить причину парадоксальной сохранности ЖМК в океане [25, с. 134].

На Сыктывкарском совещании теме биоморфизма и/или биогенеза аутигенных минеральных образований [34] было уделено значительное внимание.

В отложениях среднего ордовика северо-запада Русской плиты, судя по сообщению *А. В. Зайцева*, гётит-гидрогётитовые и фосфатные микроконкреции, явно связанные с хардграундами, могут оказаться биоморфными (а может быть и биогенными?) образованиями.

Изучение некоторых кремнистых обособлений в верхнеказанских отложениях Татарстана методом ЭПР дало информацию о присутствии в них остатков ОВ (углеродные радикалы), что, может быть, указывает на биогенную (бактериальную?) природу этих сингенетичных (заведомо самых ранних) кремней. Напротив, более поздние минералы кремнезема (агаты, халцедоны, аметисты, хрустали) по своим ЭПР-характеристикам заметно отличаются от ранних, что согласуется с данными об их образовании путем переотложения из растворов.

Как подчеркивает *С. Ю. Малёнкина*, поскольку основную массу мезозойских конкреций составляют седиментационные и раннедиагенетические, образующиеся при тесном биохимическом взаимодействии с прокариотами, большинство таких конкреций имеет биохемогенное (биогенное) происхождение. Особенно четко это было показано ею при изучении мезозойских фосфоритовых конкреций, так как процесс фосфатизации очень быстрый, и скелеты организмов очень часто сохраняют мельчайшие детали первичной структуры.

Особый интерес представляют биолиты, тесно связанные с жизнедеятельностью бактериально-водорослевых комплексов. Таковы *тромболиты* — ступчатые, лишённые отчётливой слоистости постройки, *строматолиты* — слоистые биоседиментационные структуры и *онколиты* — округлые слоистые, но лишённые связи с субстратом. По существу все они представляют собой литифицированные альго-бактериальные, в основном циано-бактериальные маты. По составу они чаще всего карбонатные, но бывают также кремнистыми и фосфатными, образуя как одиночные тела разнообразной формы, так и многочисленные скопления. Различаются пластобразные, линзовидные, куполовидные, столбобразные и округло-шаровидные постройки. Они могут рассматриваться как конкреции, образованные в результате жизнедеятельности организмов. Впрочем, последний тезис *С. Ю. Малёнкиной* может быть оспорен по формальному основанию, поскольку, согласно *А. В. Македонову* [19], конкрециям присущ иной закон морфогенеза, а именно, «линейно-концентрический».

Примером не только биоморфных, но и заведомо биогенных образований является известняк, детально описанный в докладе *Е. Л. Петренко*: сферово-ступчато-комковато-водорослевый (микробиальный) с причудливыми онколитовыми, строматопоровидными желваками и столбиковидными строматолитами водорослевого генезиса, фенестровый, неравномерно доломитизированный (10—15 %), слабо пористый, массивный, к тому же залегающий на биоморфном горизонтально тонко-микроволнисто-слоеватом («полосчатом») строматолитовом известняке.

Диагностика петрофонда

Наличие роговой обманки и обломочного пирита в четвертичных осадках уральского оз. Уфимское отражает преобладание амфиболитов и гранитов среди пород водосбора (доклад *А. В. Масленниковой*, *Э. П. Солотчиной* и *В. В. Дерягина*).

В триасовых фтанитах Сихотэ-Алиня (доклад *Ю. Г. Волохина*) описаны крупные зерна калиевого полевого шпата (КПШ), нередко округлой (окатанной?) формы, с корродированной поверхностью, содержащие вроски хлорита таблитчатой формы, характерной для хлоритов, замещающих биотиты. В составе КПШ фтанитов из разрезов рек Рудная, Корейская и Огородная присутствует Na (0.3—0.6 ат. %) и практически отсутствует Ca, что, наряду с крупным размером зерен, позволяет предполагать в качестве его источника относительно близко рас-

положенные выходы кислых магматических пород. Наконец, косвенным признаком терригенно-обломочной природы зерен КПШ служат следы шлихования во фтанитах и обогащения их устойчивыми минералами тяжелой фракции: магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом [5].

Как показано в докладе *Э. С. Щербакова* и *С. В. Лыгорова*, изучавших ассоциации тяжелых акцессориев в юрских отложениях на территории Тимано-Печорского седиментационного бассейна, на юге Хорейверской впадины и на территории Сандивейско-Колвинской моноклинали в нижнеюрских отложениях распространена ильменитовая ассоциация, в которой содержания ильменита составляют от 70 до 30 %, последовательно убывая с востока на запад, что свидетельствует о существовании в ранней юре восточного (уральского) источника сноса. На Мишванской площади ассоциация сменяется циркон (14 %)-турмалиновой (26 %), при этом содержание каждого из остальных устойчивых минералов составляет от 3 до 8 %. Предполагают, что здесь проявился местный источник сноса, связанный с поднятием в пределах Печоро-Кожвинского мегавала.

Е. В. Бобриковой, изучавшей преимущественно плейстоценовые пески Волжско-Свияжской провинции, выявлены ценные *стратиграфические закономерности*, которые могут быть обусловлены различиями как фациальных обстановок, так и петрофонда:

1. Однонаправленное изменение ЭПР-характеристики кварца в песчаных отложениях Волжско-Свияжской провинции во времени. Количество E/-центров природной активации возрастает, Al³⁺- и Ti³⁺-центров природной активации убывает. Общее количество дефектов всех типов возрастает в направлении от древних к более молодым отложениям.

2. Довольно резкое изменение ЭПР-характеристики кварца в песчаных отложениях на границе эоплейстоцена и плейстоцена.

3. В песках неоплейстоцен-голоценового возраста практически отсутствует ощутимая прибором примесь изоморфного Ti³⁺. Этим они отличаются от плиоцен-эоплейстоценовых песков. В то же время в кварце этих песков значительно больше E/-центров и наоборот меньше изоморфного Al³⁺, чем в более древних плиоцен-эоплейстоценовых песках изученной территории.

В одной из глыб псефитов предположительно верхневендской тумпынской толщи (вероятный аналог лаптопайской молассы) в бас. Мал. Печоры на Сев. Урале, в русле р. Маньская Волосница нами в 2000 г. была описана галька размером 5×10 см, сложенная сургучно-красной скрытокристаллической яшмой. В 2008 г. аналогичные гальки были встречены и в сотнях километров севернее — в глыбах конгломератов манитанырдской (C₃-O₁mn) серии на хр. Манитанырд. Выполненное *Н. Ю. Никуловой* петрографическое, микрозондовое и химическое исследование галек, с учетом литературных данных позволило предположить, что источником обломков яшм в лаптопайских и нижнепалеозойских псефитах являются ранневендские вулканогенно-осадочные образования, в современном структурном плане вскрывающиеся в ядрах крупных антиклина-

лей. Таким образом, обнаружение яшмовых галек в лаптоайских и нижнепалеозойских псефитах являются свидетельством размыва палеоокеанического сектора Урала, что имеет важное значение для палеогеографических реконструкций — установления направления, интенсивности и источников сноса обломочного материала.

Накопление каолинита в западных разрезах Ладожского глинта **А. В. Зайцев и В. Л. Косоруков** связывают с приближением к области сноса — Сарматскому континенту, который существовал «на протяжении всего ордовикского периода на территории современной Белорусской и Воронежской антеклиз, Украинского щита, а также территории среднего Поволжья».

В некоторых случаях по составу петрофонда можно безошибочно судить о близости источника сноса, что видно на примере укугутской свиты юры в Зап. Якутии. Как указывает **И. И. Никулин**, в ее псефитах доминирует местный материал: обломки доломитов, известковистых песчаников и пород трапповой формации; о том же свидетельствуют особенности состава акцессорных и глинистых минералов. На основе изучения минерального состава глинистой фракции укугутской свиты **И. И. Никулин** заключил, что при формировании ее осадков действовали по меньшей мере два источника сноса. Главным был снос в юго-западном направлении со стороны кимберлитовой трубки Нюрбинская, но был и дополнительный источник — со стороны двух водоразделов, расположенных к СЗ от трубки Ботубинская.

Одно время казалось, что обнаруженные в раннеордовикской терригенной толще на хр. Малдынырд (Приполярный Урал), рядом с уникальными золото-палладиевыми месторождениями Чудное и Нестеровское, зерна не менее уникальных марганцовистых цинкохромитов — позволят разгадать генезис этих месторождений, предположительно порожденных мантийными флюидами (в генетической связи с какими-то гипербазитами?) [38, 43]. Однако детальное исследование онтогенеза цинкохромитов, предпринятое **С. А. Онищенко**, подрывает эти благие чаяния. Сыктывкарский минералог пришел к выводу, что цинкохромиты — по-видимому, минералы метаморфогенные (просто еще слабо изученные), поэтому судить по ним об источнике сноса терригенного материала (и соответственно — об источнике золота) нельзя.

Геохимическая специфика эксфильтрационной катагенетической минерализации (в том числе — благородно-металлической!), описанной **С. Г. Парадой и его коллегами** в Уруп-Лабинском рудном узле на Сев. Кавказе коренится в далеко не обычном составе петрофонда девонских черносланцевых толщ — это были островодужные офиолиты.

Надежным признаком вулканогенного петрофонда со времен классической работы **А. Г. Коссовской** [12] считают присутствие цеолитов, образующихся в диагенезе и/или катагенезе по субстрату полевошпатовой кластики или вулканического стекла (доклад **А. А. Астаховой и А. Э. Хардикова**, изучавших пермские отложения атканской свиты в Аян-Юряхском антиклинории Верхояно-Колымской складчатой области).

Весьма важной, но специфической формой транспортировки минералов от источника сноса к месту отложения является не обычная водная — а ледниковая, когда обломки пород и минералы переносятся движущимся льдом и откладываются в составе моренных отложений. Изучение ледового переноса имеет большое практическое значение в практике поисков кимберлитовых трубок на Балтийском щите и Русской платформе. Как показано в докладе **В. Н. Устинова, В. В. Ушкова и Л. П. Лобковой**, дальность переноса кимберлитового материала напрямую связана с типом морены. Если ореолы индикаторных кимберлитовых минералов в основных моренах формируются преимущественно в близости от коренных кимберлитовых тел, то кимберлитовые минералы, обнаруживаемые в ореолах из конечно-моренных образований могут иметь различную дальность транспортировки: дальнюю, реже умеренную. Таким образом, установление генотипа морен служит важным критерием удаленности ореола от коренного источника.

В последние годы литологи все чаще отмечают в осадочных образованиях признаки космогенного петрофонда, в том числе — импактного [40]. На Сыктывкарском форуме этой темы касались **Б. А. Мальков** и **Л. Б. Сушкин**. Так, **Л. Б. Сушкин** в своем докладе указывает на целый ряд доказанных или с высокой вероятностью предполагаемых астроблем на территории Дальнего Востока, в том числе на громадную Хабаровскую астроблему размерами 100×280 км [30]. В обзорном докладе **Б. А. Малькова, В. Л. Андреичева и А. Л. Холоповой** было показано, что «импактокластические горизонты» (слои, обогащенные продуктами термобарического преобразования пород мишени) развиты на Русской платформе гораздо шире, чем это принято считать. При этом новые геохронологические данные **В. Л. Андреичева** заставляют пересмотреть возраст Карской астроблемы, переместив ее в палеоцен (55.6±3 млн лет) — почти на 10 млн лет позже импактного события на глобальном рубеже К/Т (~65 млн лет).

Как показано в обзоре украинских ученых, опиравшихся на значительный материал (доклад **И. Г. Яценко, С. Н. Бекешу и А. С. Варичева**), находящиеся в осадочных толщах микросферулы и шлакоподобные частицы несомненно полигенетичны: эндогенные, космогенные и импактные. Подмечено, что по отношению к проблеме сферул в мировой науке сложился перевес в пользу исследователей, работающих в области изучения космического и импактного вещества. В последнее время такая ситуация отчасти меняется в связи с развитием учения о флюидизатных (флюидизатно-эксплозивных, инъекционно-эксплозивных, флюидно-магматических) процессах.

Значительное внимание уделили участники совещания диагностическим признакам субстрата кор выветривания (КВ).

Н. Н. Зинчук и М. Н. Зинчук показали, что важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в корах выветривания по разным субстратам являются: а) повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюдь ($2M_1$) в КВ терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в

наиболее зрелых профилей с каолинитом относительно более упорядоченной структуры, нежели у каолинита в КВ по иным субстратам; б) постоянное наличие в КВ по породам трапповой формации наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешаннослойным образованием, — в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего с галлузитом (при полном отсутствии в продуктах этого типа выветривания слюдopodobных минералов); в) содержание в КВ кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита, серпентина и в различной степени изменённого флогопита, в том числе связанной с ними гидрослюда 1М. При этом смешаннослойным образованиям, в зависимости от субстрата КВ — свойственны как различные виды переслаивания пакетов, так и специфический химический состав.

В докладе на Сыктывкарском форуме, как и в известной монографии [13], *Д. Д. Котельников и Н. Н. Зинчук* показали, что формирование различных профилей КВ обусловлено двумя факторами — климатом (гумидным, аридным, нивальным) и типом субстрата (основным-ультраосновным и средним-кислым). Важное значение придается наличию или отсутствию слюд в субстрате КВ. В горизонте выщелачивания по *бесслудистым* меланократовым породам наряду с появлением мелкокристаллического каолинита по темноцветным минералам генерируются первоначально низкозарядные триоктаэдрические смектиты с последующей их диоктаэдризацией, а по лейкократовым одновременно с крупнокристаллическим каолинитом и галлузитом — синтезируется диоктаэдрический смектит. За счёт изменения *слудистых* пород возникают различные высокозарядные смешаннослойные образования, в ряде случаев в виде специфических ассоциаций с другими глинистыми минералами.

Определение петрофонда может иметь ключевое значение в решении вековой загадки — генезиса *микрополикристаллических алмазов «карбонадо»*. Карбонадо содержат массу минеральных включений, по которым можно попытаться определить, являются ли данные алмазы мантийными (как считают многие ученые) или же коровыми образованиями. Эта животрепещущая проблема обсуждается в докладе сыктывкарских минералогов *В. А. Петровского, Ю. В. Глухова, А. Е. Сухарева, Г. Н. Каблиса* и бразильского ученого *М. Мартинса*, изучавших фазовый и химический состав бразильских карбонадо с помощью методов рентгеноструктурного анализа и ИНАА. В отличие от монокристаллических мантийных алмазов, карбонадо могут содержать очень высокие концентрации РЗЭ (до 0.п %), а среди минералов-узников в составе карбонадо установлены такие типично гипергенные минералы, как *иллит, глауконит, гётит, гидрогётит, псиломелан и плюмбогуммит*. Экстремальные содержания РЗЭ в некоторых карбонадо заставляют допускать входление РЗЭ в редкоземельные (Al)-(Ca-Ba-Sr-Pb)-фосфаты. Если учесть, что *алюмофосфаты — типичные минералы кор выветривания фосфоритов* (работы Ю. Н. Занина,

академика Н. П. Юшкина и его учеников А. А. Ивлева и В. И. Силаева; см. также [40]), то заключение В. А. Петровского и его коллег о «земнокоровой» природе неоднородностей карбонадо — представляется весьма правдоподобным.

Диагностика осадочных фаций

В соответствии с типизацией, использованной в монографии [40], в комплексе фациальной обстановки седиментации следует отдельно рассматривать фации гидрологические (*гидрофации*), топографические или батиметрические (*топофации*), и динамические (*динамофации*). На Сыктывкарском форуме фациальной диагностике по минералам-индикаторам уделено значительное внимание.

Гидрофации

Среди них в литературе чаще всего пытались реконструировать соленость, реже — параметры температуры и редокса и еще реже — величину рН древних бассейнов. Заметим, что как это давно показал Н. М. Страхов, диагностика гидрофаций седиментации практически неразделима с диагностикой обстановок раннего диагенеза, поэтому здесь возникают значительные тематические перекрытия.

По мнению *Я. Г. Аухатова*, присутствие элементарной серы может служить диагностическим признаком аноксии (более того — эвксинных фаций) в бассейне седиментации.

В вендских отложениях Непского свода (Якутия) были описаны включения жильного ангидрита (доклад *В. А. Жемчуговой, И. А. Некрасова и Г. Г. Ахманова*). Предполагается, что они формировались в слаболигифицированном глинисто-алевролитовом субстрате в течение довольно короткого времени, отчасти раздвигая, «отжимая» в стороны этот субстрат. Такой процесс мог протекать на периодически затопляемой алевроглинистой приливно-отливной равнине, достаточно протяженной и широкой для образования на ней относительно мощных (около метра) иловых накоплений, прорезаемых отливными каналами. Накоплению ангидрита способствовало интенсивное выпаривание морской воды, задерживающейся в отшнурованных ванночках и промоинах в периоды отлива.

В стратотипической местности казанского яруса верхней перми описаны два фациально-обусловленных генотипа доломитов (доклад *С. О. Зориной и В. В. Силантьева*). Нижнеказанские «ненасыщенные» (нестехиометрические? — Я. Ю.) доломиты в основном относятся к типу «смешанных вод» и формировались в условиях мелеющей трансгрессии. Доломитизация при смешении метеорных и морских вод происходила при расширении акватории на фоне эпейрогенического подъема территории. Верхнеказанские доломиты трактуют как чередование двух генотипов — содержащего гипс эвапоритового (себкхового, т. е. лагунного) и «смешанных вод» (содержащего остатки фауны). Появление наземных себкховых фаций в позднеказанское время подтверждает идею о наличии стратиграфического перерыва между ранне- и позднеказанскими слоями.

Судя по данным, приведенным в докладе *М. В. Мезриной*, доломиты, описанные ею в силурийской толще Усинокушшорского нефтяного месторождения, можно считать диагенетическими, образовавшимися по модели «смешанных вод» вследствие периодического опреснения в фации глинисто-карбонатной сублиторали.

Как показано в докладе казанских ученых (*Р. И. Кадьрова, Н. М. Низамутдинова, Н. М. Хасановой и Р. Х. Сунгатуллина*), по спектрам ЭПР Mn^{2+} в доломитах устанавливается относительная заселённость марганцем Са- и Mg-позиций в структуре минерала, характеризующаяся параметром δ — отношением интенсивности линии Mn^{2+} в Mg-позиции к интенсивности линии Mn^{2+} в Са-позиции. Установлено, что значения параметра δ указывают на высокую солёность бассейна в позднеказанское время в данном регионе и загипсованность осадочных толщ. Учитывая относительное постоянство параметра δ в латеральном направлении, он может стать дополнительным критерием при поисках месторождений гипса.

В монографии [13], как и в представленном докладе, *Д. Д. Котельников и Н. Н. Зинчук* настойчиво проводят идею о том, что даже в толщах, испытавших сильный катагенез, по характеру новообразованных минеральных ассоциаций все-таки можно составить суждение о былой фациальной принадлежности осадков. Например, они считают, что по присутствию в осадочных толщах только диоктаэдрических глинистых минералов можно надёжно выделять отложения пресноводных водоёмов, а при наличии в отложениях триоктаэдрических минералов, отложения относятся либо к эвапоритовым фациям, либо к морским.

Многoletнее изучение терригенно-карбонатных разрезов мощной осадочной последовательности рифея (с возрастом 1650—650 млн лет) в стратотипической местности Южн. Урала позволило *М. Т. Крупенину* указать индикаторные признаки былых эвапоритовых обстановок седиментации — при полном отсутствии сколько-нибудь заметных слоев самих эвапоритов в разрезе, вследствие глубоких катагенетических преобразований рифейских толщ. Среди них и признаки минералогические: а) присутствие сульфатов (гипса, ангидрита, барита); б) ассоциация высокомагнетизального хлорита с тальком и тонкозернистым кварцем, аутигенным нерешетчатым максимальным микроклином; в) присутствие волокнистого кварца в доломите и горизонтов окремнения.

В докладе *А. А. Махнача* (а также в его книгах [20—22]) показано, что по величине $\delta^{18}O_{\text{карб}}$ в девонских карбонатах Припятского эвапоритового бассейна хлоридного типа можно судить о стадийности процесса соленакопления. По мере нарастания солёности бассейна, величина $\delta^{18}O_{\text{карб}}$ увеличивается, достигает максимума на сульфатной стадии и далее сильно убывает. Значения $\delta^{18}O$ при садке галита падали на 6—11 ‰ относительно максимума и почти не менялись в ходе дальнейшего концентрирования. Как известно, именно такая картина изотопной инверсии давно установлена и в эксперименте — но для галогенеза сульфатного типа. В этом же докладе показано, что постседиментацион-

ные минералы характеризуются существенно более высокой концентрацией изотопа ^{34}S . Это обусловлено их образованием с участием остаточной сульфатной серы, изотопно-утяжеленной в процессе сульфат-редукции. Таким образом, предложен новый геохимический индикатор солёности древних бассейнов седиментации.

Топофации

Ценные материалы по диагностике топофаций на основе ЭПР-характеристик кварца преимущественно плейстоценовых песков Волжско-Свияжской провинции сообщаются в докладе *Е. В. Бобриковой*. Ей удалось выявить четкую разницу кварца двух фациальных типов песков:

а) аллювиальные и аллювиально-озерные плиоцен-эоплейстоценовые пески отличаются низким содержанием E/-центров и высоким содержанием изоморфного Ti^{3+} и Al^{3+} . По этим характеристикам и общему количеству дефектов всех типов они близки к палеоценовым пескам;

б) в эоловых и озерно-эоловых песках фиксируется максимальное количество E/-центров и минимальное содержание изоморфного Al^{3+} (изоморфный Ti^{3+} не определяется). Одно из возможных объяснений этого явления — наиболее сильное воздействие солнечной радиации в процессе эолового переотложения обломочных частиц. Наибольшее общее количество природно-активированных дефектов наблюдается в кварце этих отложений.

В докладе *А. А. Махнача* (и ранее — в его книгах [20—22]) показана эффективность диагностики топофаций по величинам $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ и $\delta^{34}S_{\text{сульф}}$. Величина $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ депрессионных межсолевых девонских отложений Припятского прогиба облегчена по сравнению с составом мелководных отложений, что обусловлено менее интенсивным углеродным обменом между атмосферой и осаждающимся карбонатом в гидродинамически спокойных депрессионных обстановках, а также более высоким уровнем накопления здесь органического вещества. Изотопная индикация мелководных и мелководных отложений имеет существенное практическое значение, так как первые являются нефтепроизводящими, а вторые — резервуарными. В Припятском прогибе установлен гораздо более легкий изотопный состав серы сульфидных конкреций из юрской угленосной толщи по сравнению с такими же конкрециями из угленосных отложений карбона, что отражает различные палеогеографические условия угленакопления (континентальные в юре и параличские — в карбоне).

Минеральный состав обломочных пород мелпалеогеновой вулканогенно-терригенной (предостроводужной) толщи хр. Сев. Кумроч на Камчатке обнаруживает четкие зависимости от батиметрических фаций бассейна (доклад *Р. М. Юрковой и Б. И. Воронина*). В этих полевошпатовых и кварц-полевошпатовых граувакках, по мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения мелководности отложений, отмечают 1) возрастание роли кварца, особенно в отложениях придонных течений; 2) некоторое уменьшение максимального содержания плагиоклазов, особенно малоизмененных;

3) убывание доли темноцветных минералов — в наиболее глубоководных песчаниках; 4) нарастание доли обломков негематитизированных базальтов, что сочетается с общим нарастанием вклада обломков туфоалевропелитов и субинтрузивных диорит-порфиринов. При этом в глубоководных кремнистых слоях присутствуют линзы размером до 3×25 м оксидно-карбонатных Fe-Mn рудоносных отложений, которые залегают в структурно приподнятых участках (холмах) над горизонтами шаровых и массивных базальтовых лав.

На территории Татарстана, в бесцементных кварцевых песках тульского возраста, заполнявших эрозионные врезы в турнейской толще, появился кальцитовый цемент с заметным содержанием Mn (0.5—1.5 %). Казанские ученые (доклад *Э. А. Королева, В. П. Морозова, А. Н. Кольчугина и Г. А. Кринари*) трактуют это как улику трансгрессии — с заполнением открытых пор песков морской водой. Следовательно, в данном случае марганцовистый кальцит служит индикатором трансгрессивной топофации.

Проведенное воронежскими литологами тщательное изучение состава аптских глин (доклад *А. Д. Савко, В. М. Новикова и А. В. Крайнова*) выявило четкие топо-фациальные зависимости. Были обнаружены значительные различия глин по минеральному составу, дисперсности, гранулометрии, наличию примесей, количеству растительных остатков. Все это указывает на неодинаковые условия формирования глинистых пород в аптское время. Они формировались в озерно-болотных водоемах в разных частях субмеридиональной аллювиальной равнины. Об этом свидетельствует ассоциация глинистых пород с песчаными, характеризующимися однонаправленной косою слоистостью потокового типа, существенно каолинитовый состав глин, наличие значительного количества авто- и аллохтонных растительных остатков.

Динамические фации

О высокодинамичной фации, в которой формировались темные доломитизированные осадки в одном из разрезов верхнерифейской (?) богамбирской свиты Южн. Тянь-Шаня, образующие слоистую толщу, с несогласием налегающую на рифоподобные карбонатные холмы, могут свидетельствовать описанные *А. Д. Гончаром* включения в ней отдельных комков светло-серых, почти белых, кремней размером до 20 см. Он допускает, что они были выброшены на волноприбойное мелководье (о котором свидетельствуют слепки ряби и косою перекрестной слоистости) из более глубоководных фаций бассейна. Предполагается, что пластичность геля кремния способствовала в ходе переноса включений приданию им форм, близких к округлым, с вмятинами на поверхности.

Согласно *А. А. Махначу*, как индикатор динамических фаций может использоваться величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в девонских отложениях Припятского бассейна; здесь проявлена тенденция облегчения изотопного состава углерода карбонатных пород в зонах перерывов в осадконакоплении и на участках окисления нефти, что важно иметь в виду при проведении нефтеразведочных работ.

Накопление смешанослойных минералов в отложениях $\text{O}_1\text{—O}_2$ *А. В. Зайцев и В. Л. Косоруков* связывают с динамическими фациями — широким развитием хардграундов, или, как они пишут, с «более длительной субаквальной экспозицией осадка разрезов центральной части Ладожского глинта».

Исходя из того, что каолинит может сохраниться в морских отложениях только при повышенной скорости седиментации, сыктывкарские литологи трактуют установленный ими факт заметного убывания каолинита в верхнеюрских сланценосных отложениях Чим-Лоптюгского месторождения горячих сланцев (доклад *В. А. Салдина, Ю. С. Симаковой и И. Н. Бурцева*). С помощью методики количественного рентгеновского анализа глинистой фракции они установили, что в глинах сланценосной пачки содержится в среднем всего 6 % каолинита, тогда как обычная концентрация каолинита в верхнеюрской толще составляет 13—20 %. Полагают, что это можно объяснить относительно пониженной скоростью седиментации сланценосных пачек по сравнению с выше- и нижележащими отложениями. Предполагается, что накопление сланценосных отложений происходило относительно других отложений в удалении от береговой линии (что косвенно подтверждается и доминацией в них иллита).

Для диагностики динамических фаций сыктывкарские литологи *Э. С. Щербаков и С. В. Льюров* использовали величину E — отношение содержаний в тяжелой фракции эпидот/ильменит. Оказалось, что в келловейских отложениях Тимано-Печорского седиментационного бассейна каждой динамической фации соответствовали определенные значения эпидот-ильменитового отношения (Я. Ю.: при условии неизменного петрофонда!). В алеврито-глинистых илах переходной зоны это значение обычно меньше 1, $E = 1\text{—}2$ свойственно отложениям пляжей, а в бассейне спокойной седиментации E возрастает до 3 и более. В телах, образованных в условиях повышенных скоростей осадконакопления (конуса выноса) $E > 6$.

Диагностика диагенеза

Столь характерное для многих карбонатных толщ *диагенетическое окремнение* описано в докладе *И. В. Бигун*, изучавшей этот процесс в серпуховских карбонатах района р. Мста. Она предполагает, что источником кремнезема для формирования диагенетических кремней послужили не только остатки кремневых организмов, но и тонкая каолинитовая взвесь, растворявшаяся при повышении рН поровых вод (неясно, впрочем, — куда при этом уходил глинозем каолинита? — Я. Ю.).

На диагенетический характер образования отдельных кремневых прослоев в отложениях богамбирской свиты, по мнению описавшего их *А. Д. Гончара*, указывает участие их в подводно-оползневых многослойных кремнисто-карбонатных образованиях, что было возможно только при условии оползания еще пластичного водонасыщенного осадка, следы чего запечатлелись в структуре кремневых конкреций.

К числу индикаторов диагенеза триасовых кремнистых осадков, ныне превращенных в углеродистые

фтаниты (доклад *Ю. Г. Волохина и др.*) относятся: пирит микрокристаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный, а также замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии; часть сфалерита и халькопирита, что доказывается замещением ими скелетных фрагментов растительных остатков и нанопланктонных организмов; некоторая часть барита и интерметаллических соединений меди и цинка.

Одним из самых информативных индикаторов диагенеза несомненно является *глауконит*. Недавно высказана идея о том, что подобно ряду других слоистых силикатов, генотипы глауконита могут различаться механизмом своего образования (который непременно отразится и в составе минерала), и что, следовательно, существуют глаукониты *трансформационные*, с обязательным присутствием реликтовой разбухающей смектитовой фазы, и глаукониты *синтетические*, по составу практически чисто гидрослюдистые [34, 40]. Подтверждение этой идеи можно видеть в материалах доклада *Ю. О. Гаврилова и Е. О. Щенетовой*, описавших два морфотипа (генотипа) глауконита в палеогеновых отложениях Кавказа: *микрочастицы* с 10–15 % разбухающей фазы ($d_{001} = 10.5–10.7$ Е), менее железистый, но высококремнистый и магниальный (селадонитоподобный) — биоморфный, найденный в ихнофоссилиях (ходах десятиногих раков); и более железистый *глобулярный* — слюдоподобный ($d_{001} = 10.0$ Е), присутствующий во вмещающем карбонатном песчанике.

В течение ряда лет коллектив казанских ученых под руководством проф. Г. А. Кринари развивает идею низкотемпературной (фактически — диагенетической) трансформационной иллитизации смектитов, которую, как они доказали, на основании данных рентгеновского анализа, можно уверенно отличать от катагенетической высокотемпературной иллитизации, протекающий по синтетическому механизму «растворение — осаждение» [14]. На Сыктывкарском форуме эта идея очень подробно аргументируется в докладе *Г. А. Кринари и М. Г. Храменкова*. Заведомо диагенетическая гидрослюдизация минералов сапонит-монтмориллонитовой группы (генетически связанных с выветриванием базитов и гипербазитов), порождающая различные смешанослойные образования, отмечена *И. И. Никулиным* в укугутской свите юры Зап. Якутии.

Заметим, что упомянутое выше представление о трансформационной природе одного из генотипов глауконита [34, 40] находится в полном согласии с этой идеологией, ибо такой глауконит является несомненно низкотемпературным — диагенетическим.

Ю. С. Симакова, изучавшая глинистые минералы верхнеюрских сланценосных отложений Республики Коми (Чим-Лютпюгское месторождение), установила в них весьма широкое распространение смешанослойных образований, в основном иллит/смектитового типа — до 60 % от глинистой фракции! Поскольку эти платформенные отложения никогда не подвергались сколько-нибудь сильным термобарическим воздействиям, в докладе *В. А. Салдина, Ю. С. Симаковой и И. Н. Бурцева* был сделан правдоподобный вывод о том, что доминирующий в раз-

резе иллит является аллотигенным, но массовое развитие смешанослойных иллит/смектитовых образований (доля которых почти везде гораздо выше, чем доля собственно смектита) — безусловно, продукт диагенеза.

Вмешательство диагенетической сульфат-редукции может кардинально исказить нормальный ход эвапоритового процесса, что показано в очень интересном докладе *Н. В. Голубовой и Б. В. Талы*, изучавших современный галогенез в оз. Соленом на Таманском п-ове. Как известно, в солеродных бассейнах солевые минералы выпадают стадийно: на ранней стадии засолонения водоема (соленость 3.5–14 %) осаждаются кальцит и доломит, далее гипсы и ангидриты (14–27 %) и галит (27–32 %). В интервале солености 32–40 % выпадают сильвин, карналлит и другие сульфатно-магниальные соли. Однако галогенез в озере Соленом происходит несогласно со степенью солености рапы, ибо на определенном этапе осолонения мощно вмешивается биологический фактор. При солености рапы 4–15 % происходит всплеск развития рачков *Artemia salina*, относящихся к подклассу жаброногих раков и способных жить в широком диапазоне солености — от 4 до 23 %. Отмирая, эти рачки поставляют в осадок огромное количество ОВ, что создает благоприятные условия для сульфатредуцентов. В результате растворенные сульфаты рапы восстанавливаются с образованием сероводорода, который вступает во взаимодействие с ионами металлов (с образованием сульфидов) — и нормального процесса садки сульфатов не происходит.

Эффективным критерием интенсивности процесса диагенетической сульфат-редукции являются величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ аутигенных карбонатов. В монографиях [20–22] и в докладе *А. А. Махнач* показано, что кальцит карбонатных конкреций из верхнедевонской толщи Припятского прогиба характеризуется меньшим содержанием ^{13}C , чем вмещающий известковый субстрат. Это связано с участием в конкрециеобразовании углекислого газа, образующегося в результате бактериальной сульфат-редукции. Разница между величинами $\delta^{13}\text{C}$ конкреций и вмещающих пород сильно варьирует (0.5–12.7 ‰) и зависит от доли конкрециеобразователя в веществе конкреции. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита сульфидсодержащих карбонатных конкреций почти в 90 % случаев более низкие, чем для вмещающих пород. Этот факт, а также распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ по профилю конкреций свидетельствуют об участии легкого кислорода, мобилизуемого при сульфат-редукции из сульфатных ионов и органического вещества, в формировании состава конкреционного карбоната. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ внутри конкреций указывает на то, что карбонатные конкреции с пиритовыми оторочками росли преимущественно в условиях интенсификации, а «бессульфидные» — в условиях затухания сульфат-редукционного процесса. Найденные изотопные особенности конкреций дают возможность реконструировать динамику глубины древних бассейнов осадконакопления, что является их важнейшей палеогеографической характеристикой.

В мощных осадочных толщах, погружавшихся на глубину нескольких километров, на диагенетические минеральные парагенезисы накладываются парагенезисы термального катагенеза, зачастую сильно маскируя первые. Поэтому большой интерес представляют *платформенные осадочные толщи, не испытавшие катагенеза*, примером которых является описанная в докладе **Н. Н. Зинчука** терригенная толща иреляхской свиты (T_3-J_{1ir}) в западной Якутии. Она содержит размокающие в воде глины, песчаники и алевролиты с малой плотностью ($1.68-2.17 \text{ г/см}^3$) и высокой пористостью ($17.9-37.3 \%$), с преобладающим базальным типом глинистой или карбонатной цементации — при практически полном отсутствии таких катагенетических признаков, как коррозия, регенерация или псевдоморфизация обломочных зерен, минеральный неоморфизм. В такой толще удобно изучать процессы диагенетического минералообразования, так сказать, «в чистом виде». Аналогичное явление (отсутствие катагенетического этапа) отмечено и в отложениях укугутской свиты (J_{1uk}), широко развитой в Зап. Якутии: это рыхлая толща с размокающими глинами (доклад **И. И. Никулина**). Интересно, что в этой толще сохраняются даже реликты самой первой — окислительной стадии диагенеза, представленной здесь оксидами и гидроксидами железа и некоторыми другими минералами. Впрочем, не всегда легко уверенно отличить их от продуктов позднего (инфильтрационного) гипергенеза.

Процессы диагенеза оказали мощное влияние на состав аптских каолинитовых глин Воронежской антеклизы (доклад **А. Д. Савко, В. М. Новикова и А. В. Крайнова**), причем характер диагенеза был предопределен фациальной обстановкой накопления глинистого осадка, что привело к формированию двух типов глин. *Глины первого типа* формировались в проточных озеровидных водоемах, а *второго типа* — в зараставших растительностью старицах, иловый осадок в которых был резко недонасыщен кислородом, а большое количество углефицированных растительных остатков обусловило возникновение кислой среды. В фации проточных озер глинистый осадок не претерпевал существенных изменений в процессе диагенеза, о чем свидетельствует минеральный состав светлых глин, идентичный минеральному составу пород источников сноса, тогда как в кислой среде зараставших стариц глинистый осадок подвергался интенсивной переработке. При этом устойчивый терригенный каолинит не изменялся, в то время как из слюды выщелачивались межслоевые катионы, и они через серию смешаннослойных минералов гидрослюда+монтмориллонит переходили в монтмориллонит, который затем разрушался с синтезом *диагенетического каолинита-2*, гиббсита и, возможно, небольшого количества кварца. Процесс диагенетического «дозревания» по направленности и конечному результату близок к процессу выветривания, но отличается от него растянутостью и наличием многочисленных промежуточных минералов [27].

В течение многих лет в литологии дискутируется происхождение «фунтиковых» текстур «конус-конусе». Существует согласие в том, что форми-

рование таких текстур требует флюидного воздействия, однако неясно, на какой стадии литогенеза это могло происходить? В частности, популярны представления о катагенетической природе таких текстур. Однако проф. **П. В. Зарицкий** в одном из своих докладов определенно высказался за позднедиагенетическую природу подобных образований: «*Формирование крупных карбонатных конкреций с фунтиковой текстурой < > могло происходить только при достаточной еще обводненности осадка и проницаемости его для диффузных токов вещества, что определенно свидетельствует об их диагенетическом, но позднедиагенетическом, а не катагенетическом, происхождении*». К сходному выводу пришла и **М. А. Тугарова**, детально изучившая такие текстуры в верхнем триасе архипелага Шпицбергена. Она отметила важные диагностические признаки изученных образований, в том числе (а) рост расщепленных кристаллов кальцита в вязкой среде, исключаяющий процессы перекристаллизации под давлением; (б) участие простейших организмов в их образовании; (в) преимущественно гидробионтный или гидробионтно-бактериальный тип ОВ при повышенном его содержании. При этом допускается «*участие миграционных УВ, поступающих из нижезалегающих нефтематеринских пород, с последующим бактериальным окислением*». Это позволило ей «*предположить диагенетическую модель формирования текстур при участии эманационных флюидов*».

Диагностика стадийного ката- и метагенеза

Этой теме на Сыктывкарском форуме было уделено большое внимание, что легко объяснимо, учитывая ее прямое отношение к проблемам нафто- и рудогенеза.

К числу индикаторов стадийного катагенеза триасовых углеродистых силицитов Сихотэ-Алиня (доклад **Ю. Г. Волохина**) отнесены: значительная часть барита, большая часть галенита, сфалерита и других сульфидов; шеелит, интерметаллические соединения Cu, Zn, и Ni, самородные Fe, W, благородные металлы, оксиды и гидроксиды Fe локализируются в кварц-углеродистых прожилках и первичных порах, что свидетельствует об их кристаллизации в катагенезе значительно позднее диагенетической литификации (цементации) кремневых слоев. Источником металлов этих минералов были, по-видимому, битумоидные фракции и хлоридные растворы, циркулировавшие в трещинном пространстве, судя по присутствию кристалликов сильвина и галита в некоторых порах и прожилках.

На западном склоне Сургутского свода в Зап. Сибири литологами МГУ **Г. А. Калмыковым** и **Н. С. Балушкиной** описано явление эпигенетической (катагенетической?) *стратиформной карбонатизации* кремнистых отложений черносланцевой баженовской свиты J_3 . Кальцитизация с образованием конкреций и прослоев мощностью до 6 м сформировалась путем частичного или полного замещения биогенных силицитов аутигенным кальцитом.

В докладе **К. М. Седаевой** приведены интересные данные о резком обогащении рудными элементами-

примесями поздних (катагенетических) пиритов в угленосной толще Донбасса, тогда как ранние (диагенетические) пириты в этом отношении являются практически «стерильными». Эти наблюдения (к сожалению, без необходимой в геохимии метрологической информации, позволяющей судить о достоверности данных) вполне корреспондируются с известными в геохимии углей представлениями о сбрасывании углями элементов-примесей в процессе катагенеза-углефикации угольного ОВ; сброшенные примеси могут входить в состав аутигенной минерализации, в том числе и сульфидной [41].

О том, что в процессах глубокого катагенеза угленосных толщ на антрацитовой стадии, вследствие освобождения из угольного ОВ азота, возможно формирование аммоний-содержащих слоистых силикатов, уже было известно [40], в том числе из работ И. Е. Стукаловой на восточном склоне Урала. В докладе *И. Е. Стукаловой и Б. А. Сахарова* приведены новые данные, значительно детализирующие процесс вхождения аммония в кристаллическую структуру силикатов. С применением новых методик, среди NH_4 -содержащих минералов удалось выявить несколько разновидностей, отличающихся между собой структурой и процентным содержанием ионов аммония: NH_4 -иллит-сметтит (I/S), К-тобелит-сметтит (Т/S), К-тобелит (Т), NH_4 -иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V). Необходимо подчеркнуть, что явления глубокого катагенеза угленосной толщи (на антрацитовой стадии) нередко тесно переплетаются с явлениями флюидного литогенеза — с привнесением вещества восходящими гидротермами [36].

Судя по сообщению екатеринбургских литологов *Л. В. Кокшиной и Г. А. Мизенса*, изучавших палеозойские петрокластические граувакки востока Южного Урала и Зауралья, граница между глубоким катагенезом и метагенезом может быть проведена по появлению в породах эпидота, пренита и пумпеллиита.

На основании относительно пониженных величин $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ установлено, что образование вторичных карбонатных минералов и перекристаллизация морских карбонатных пород *вулканогенно-осадочной формации* Припятского прогиба протекали при более высоких температурах, нежели в нормально осадочных толщах (доклад *А. А. Махначи*). Полученные данные увеличивают возможности применения изотопного метода для изучения генезиса потенциально алмазонасных магматических пород района распространения трубков взрыва.

Вопреки известным представлениям о роли Сацеолита *ломонтита* как индикатора глубокого термального катагенеза, в докладе *В. В. Копорулина* развивается идея о том, что ломонтит — это прежде всего индикатор аномально-высоких рН катагенетических растворов (подобно тому, как каолинит является индикатором кислых, а иллитизация смектита — слабощелочных условий). По мнению докладчика, высказывавшиеся ранее утверждения о ведущей роли давления, температуры и определенного вещественного состава пород в генезисе ломонтита — оказались несостоятельными.

Как ранее отмечали И. М. Симанович и О. В. Япаскерт [29], в активной геодинамической обстановке

нормальная стадийность литогенеза может нарушаться. Также и по данным, приведенным в докладе *С. Г. Парады и его соавторов*, протерозойские осадки Малкинского рудного узла на Сев. Кавказе, имевшие состав углеродистых монтмориллонит-гидрослюдистых глин, — подверглись катагенезу, почти минуя стадию диагенеза, в результате чего сформировались многочисленные эксфильтрационные кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны.

Диагностика рассольного катагенеза

В докладе *Н. И. Бойко*, изучавшего верхнеюрские карбонаты Сев. Кавказа, среди прочего, описан генотип катагенетических доломитов — продукта гравитационно-рассольного эпигенеза [31] под воздействием опускающихся рассолов вышележащей карбонатно-эвапоритовой толщи. Считают, что доломитизация идет по реакции Гайдингера, в которой одновременно с доломитом должен формироваться сульфат, а подземные воды — метаморфизоваться до состава $\text{Cl}-\text{Ca}$ вод (что и наблюдается). Для метасоматически-замещенных таким доломитом известково-доломитовых пород характерно широкое развитие пористости (очевидно, связанной с выщелачиванием новообразованных сульфатов) и присутствие целестина. Такой доломит развит как локально (тяготея к трещинам), так и сплошь (в верхах зоны доломитизации); в этом случае он ожелезнен и ассоциируется с битумами, заполняющими поры.

О. В. Постникова и Е. С. Коновальцева, изучавшие так называемый ярактинский горизонт нижнего венда в Вост. Сибири, отметили проявление гравитационно-рассольного катагенеза (очевидно, под действием рассолов из вышележащей кембрийской соленосной толщи), выраженное в карбонатизации, сульфатизации (ангидрит) и засолении межзернового пространства песчаников. При этом допускают, что движение рассолов было инициировано прогревом эвапоритовой толщи трапповыми интрузиями.

В материалах по стратиформным свинцово-цинковым проявлениям Афгано-Таджикской депрессии, приведенных в докладе *А. Р. Файзиева и А. Г. Махмадалиева*, можно усмотреть типичные черты Миссисипского типа стратиформного руденения. Основными минералами этих руд являются галенит, сфалерит, пирит и марказит. В качестве второстепенных встречаются халькопирит, борнит, блеклые руды, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, вюртцит, гринокит. Жильные минералы представлены кальцитом и баритом, реже целестином и флюоритом. Обратим внимание на присутствие флюорита и отмеченное докладчиками накопление в баритах Sr — то и другое является типовой особенностью седиментационных рассолов, что и позволяет нам отнести эти проявления к Миссисипскому типу, среди которого, как известно, присутствуют и месторождения-гиганты (см. [1]).

В докладе *А. А. Махначи* на основе определенных величин $\delta^{34}\text{S}$ показано, что нижняя часть пермской эвапоритовой толщи Припятского прогиба образовалась «нормальным» седиментационным путем — при сгущении пермской морской воды,

тогда как верхняя часть сформирована в результате рассольного катагенеза — за счет рециклинга соли девонских соляных массивов.

Диагностика инфильтрационного эпигенеза и рециклизации

Вопросы инфильтрационного катагенеза-гипергенеза [31], который лучше называть инфильтрационным эпигенезом [37], а также проблемы рециклизации осадочных толщ, протекающие при тектонической инверсии и последующей эрозии осадочно-порodных бассейнов, были затронуты в ряде докладов.

В докладе азербайджанских геологов *Дж. А. Азадиева, О. Д. Багирбековой, Э. Б. Гусейновой*, изучавших мощную зону окисления на Гарадагском месторождении медно-порфиновых руд (Мал. Кавказ), было отмечено существование здесь двух генотипов каолинита — гипергенного (в тесной ассоциации с лимонитом) и эндогенного. К сожалению, минералогические различия их не описываются (а из текста неясно, существуют ли таковые).

В уже упомянутом докладе *Н. И. Бойко*, изучавшего верхнеюрские карбонаты Сев. Кавказа, описан инфильтрационный генотип эпигенетических доломитов. Источником Mg для него послужили вышележащие толщи, в частности, подвергшиеся ранней седиментационно-диагенетической доломитизации; инфильтрация развивалась в результате неоднократно повторявшихся поднятий. (Очевидно, что в ряде случаев такой доломит нелегко отличить от рассольно-эпигенетического, где источником Mg послужили эвапоритовые толщи — Я. Ю.).

В докладе (и ранее — в монографии [13] и ряде статей) *Д. Д. Котельников и Н. Н. Зинчук* показали, что при тектоническом опускании под воды трансгрессирующего моря территорий с развитой на них корой выветривания, происходит заболачивание местности; при этом каолинит трансформируется *in situ* в бертьерин. Напротив, при регрессивном эпигенезе былой элювий размывается и переоткладывается (в современных терминах — *рециклизуется*). На основании такого рода информации нами предложено различать *два типа инфильтрационного эпигенеза — трансгрессивный и регрессивный* [37; 40].

Воронежским литологам удалось обнаружить *признаки рециклизации* в составе аптских глин Воронежской антеклизы (*доклад А. Д. Савко, В. М. Новикова и А. В. Крайнова*). Выяснилось, что исходным материалом для формирования глин служили неокомские и верхнедевонские породы, на которых с глубоким разрывом залегают аптские отложения. При этом одним из основных поставщиков терригенного материала для аптских образований были верхнедевонские породы «мамонской толщи», сложенные кварцево-каолинитовым материалом.

В Тимано-Печорском седиментационном бассейне юрские отложения с перерывом залегают на триасовых, поэтому состав тяжелых терригенных минералов в нижней и средней юре почти полностью такой же, как и в отложениях нижнего и среднего триаса. Наиболее распространенными минералами являются: группа эпидот-цоизита, а также ильменит, гранаты, лейкоксен, хромшпинелиды, цир-

кон, сфен, рутил, турмалин; все они, за исключением эпидота, являются устойчивыми и весьма устойчивыми минералами. Минералы метаморфических и магматических пород: кианит, ставролит, силлиманит, амфиболы и пироксены встречаются редко и в небольших количествах, часто <1 % от тяжелой фракции. На этом основании *Э. С. Щербаков и С. В. Лыуров* предполагают, что именно породы триаса являлись основным поставщиком (рециклизованных) терригенных минералов в отложения нижней и средней юры.

Как было показано в докладе *А. И. Ялышевой*, традиционная трактовка морфометрических характеристик кварцевых зерен в терминах дальности переноса и динамических фаций среды седиментации может существенно осложняться разницей петрофонда, питавшего осадок обломочным материалом. Так, при сравнении морфометрических характеристик кварцевых зерен из вендских и рифейских толщ Башкирского мегантиклинория обнаружилась разница, обусловленная тем, что одни зерна имели преимущественно петрогенную, тогда как другие — существенно литогенную — *рециклированную* природу!

В превосходном докладе *И. И. Чайковского и Е. П. Чирковой* показано, что неотектоническое поднятие территории Верхнекамского месторождения солей на 40—50 м привело к опусканию подошвы гидрокарбонатно-кальциевых вод в зону распространения сульфатов, что вызвало их активное выщелачивание и замещение халцедоном и кальцитом. При этом сформировались согласные микробрекчии с карбонатным цементом и послынные «сухие» зеркала скольжения. Несколько ниже по разрезу началась гидратация ангидрита, которая сопровождалась увеличением объема на 10—27 % и разнообразными деформациями, которые можно отнести к гипсовой тектонике. Это сцементированные жилами гипса брекчированные мергели, а также прожилки селенита, примыкающие к увеличивающимся в объеме желвакам ангидрита. Наличие многочисленных полос излома (кинкбандов) внутри этих прожилков отражает их пульсационный рост, чередующийся с периодами послынного скольжения. Наконец, в зоне хлоридно-натриевых вод зафиксированы явления растворения галита и декарбонатизации мергелей. Таким образом, эксгумация эвапоритовых комплексов, связанная с общим подъемом территории, спровоцировала нарушение равновесия между надсолевыми породами и подземными водами и проявление многоэтажного гипергенеза, на уровне гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых вод.

В связи с этим докладом необходимо напомнить, что еще в 1994 г. была издана ценная книга сотрудника Института геологии Коми НЦ УрО РАН Л. В. Мигунова «Инфильтрационная минеральная зональность надсолевых толщ» [23], где на Верхнекамском месторождении он описал четкую зональность эпигенетической минерализации (сверху вниз по разрезу): *кальцит совместно с гидроксидами Fe и Mn ⇒ только кальцит ⇒ волокнистый гипс ⇒ бесцветный галит*. Суть обнаруженного Л. В. Мигуновым феномена очень проста: чем ниже по разрезу,

тем более растворимые эпигенетические минералы появляются в качестве заполнителей трещин. Нами было подчеркнуто [35], что небольшая книжечка Л. В. Мигунова обладает значительным идейно-теоретическим богатством и большой практической важностью, — что стало очевидным именно теперь, — в связи с общеизвестными негативными инженерно-геологическими явлениями в Соликамске.

Диагностика флюидного литогенеза

Как известно, в 1992 г. Б. А. Лебедев на материале мезозойской толщи Зап. Сибири развил важное положение о так называемом «*наложенном катагенезе*», протекающем на этапе тектонической инверсии осадочного бассейна [16]. За прошедшие годы эта идея была многократно подтверждена и детализирована на материалах различных бассейнов, в том числе и Западно-Сибирского, и, будучи распространена на все стадии литогенеза (а не только на катагенетическую), приобрела форму концепции «*флюидного литогенеза*» [36].

Так, в докладе **А. И. Сухарева** показано, что индикаторами «наложенного эпигенеза» Большехетской синеклизы являются каолинит-монтмориллонитовые аргиллизиты, железистые гидрослюды ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ до 25—45 %), псевдоморфозы кремнезема по чешуйчатым микродрузовым агрегатам и вторичная альбитизация. В зоне геохимической аномалии K_2O и Sr отмечаются титанистые гидрослюды (TiO_2 до 10 %). По терригенным зернам полевых шпатов развиваются цеолиты. Отмечается появление вторичного биотита, развивающегося по хлориту. Выделяется даже начальная стадия пропилитизации с появлением пренита, эпидота, цоизита. При этом подчеркивается, что *образование всех этих минералов не связано со стадийным катагенезом*: такая аномальная минерализация характерна для тектонически активных зон — районов надрифтовых желобов.

Изучение глубоко погруженных меловых отложений Обской губы Карского моря (доклад **В. В. Еремеева**), достигших стадии глубокого катагенеза-метагенеза, показало, что на зональную катагенетическую минерализацию может локально накладываться флюидная «*децементация*», а также локальный рекристаллизационно-грануляционный блэстез при температурах >200—300 °С. Приток флюидов из фундамента связывают с «*импульсами динамо-термальной активности*».

Наряду с минералами зонального катагенеза, в палеозойских петрокластических граувакках Южного Урала и Зауралья (доклад **Л. В. Кокшиной** и **Г. А. Мизенса**), зафиксированы некоторые «*минеральные аномалии*»: обогащение гейландитом, возможно и натролитом и присутствие флюорита, сульфидов, ангидрита и барита. Уральские литологи считают, что присутствие указанных минералов свидетельствует о влиянии на постседиментационные процессы восходящих флюидов. О межпластовом перемещении водных флюидов говорит и наличие пятнистого кальцитового цемента и каолинита в составе цемента и в порах (в том числе в полостях раковин); кристаллов ангидрита, появляющихся местами в виде порового и пойкилобластового цемента в пес-

чаниках, а также в порах и полостях в карбонатах, в том числе, местами частично замещая ромбические кристаллы доломита. Точечная и локальная кристаллизация сфалерита, халькопирита, пирита, барита, а также цеолитов и других минералов могут объясняться переносом соответствующих элементов нефтяными флюидами. Об этом свидетельствует постоянное присутствие битумного вещества в порах, а также в виде пленок по поверхностям многочисленных стилолитов и парастилолитов в карбонатах. При отсутствии органического вещества и нефтяных вод влияние флюидов устанавливаются по резко локальному (точечному и цепочечному) распределению пренита и пумпеллиита.

В связи с докладами **А. И. Сухарева**; **Л. В. Кокшиной** и **Г. А. Мизенса**, заметим, что идея о том, что *цеолитизация может быть не стадийно-катагенетической, а иметь наложенный (флюидогенный) характер*, — высказывалась и нами, при изучении верхнепермской толщи на Вашкинской площади (юго-западное Притиманье, Республика Коми) [39].

Необходимо вновь упомянуть содержательный доклад **Н. И. Бойко** по верхнеюрским доломитам Сев. Кавказа, среди которых был описан еще один эпигенетический генотип, который можно назвать *флюидогенным*, поскольку он четко тяготеет к тектоническим зонам. В частности, метасоматические доломиты междуречья Кубань-Аргунь лунт к разлому, отделяющему Северо-Кавказский краевой массив от геосинклинали Большого Кавказа. Особенно сильно проявлена эпигенетическая доломитизация в зонах Курджипского и Цицинского конседиментационных разломов. Здесь биогермные и органогенно-детритовые известняки сменяются доломитами по очень резкой границе. Предполагают, что такие доломиты образовались в результате циркуляции богатых магнием вод — вверх, по ослабленным зонам в известняках.

Как в ряде предыдущих публикаций [7, 11, 24], так и в представленном докладе петербургские геологи **Е. Г. Панова**, **А. П. Казак**, **С. Ю. Енгалычев** и **В. Ф. Сапег** привели убедительные доказательства былых эндогенных воздействий на породы осадочного чехла северо-запада Русской платформы. В зонах таких воздействий установлено появление *нетипичных для осадочных отложений особенностей*: 1) примеси пирокластиков: вулканического стекла, шлака, магнитных и немагнитных (силикатных) шариков, магнитных пластинок, которые практически не испытали воздействия процессов переноса и выветривания; 2) остроконечных кристаллов без следов износа, в отдельных случаях со следами оплавления; 3) большого числа аутигенных минералов; 4) плохой гранулометрической сортировки пород или ее отсутствия; 5) совместного нахождения в породе окатанных терригенных обломков, остроугольных частиц и оплавленных зерен; 6) обогащенности пород разнородными обломками: кристаллических, осадочных пород и слагающих их минералов, а также вулканических туфов; 7) присутствия спорадической примеси пород, генетически связанных с мантийными и глубинно-коровыми породами, и минералов-индикаторов кимберлитов, карбонатов и щелочно-ультраосновных пород.

Флюидный литогенез нередко становится рудообразующим процессом. Как сообщается в *докладе Э. А. Королева и В. М. Николаевой*, в верхнеюрских глинах на северо-западе Татарии установлены стратиформные проявления пиритовой и баритовой минерализации. Незначительное распространение рудной минерализации по простиранию, приуроченность к определенным литолого-стратиграфическим уровням и близость к региональным разломам позволяет предположить участие в их образовании глубинных катагенных растворов. Учитывая высокую тектоническую активность территории Русской платформы в юрский период (и в частности, — формирование Ульяновско-Саратовского прогиба), авторы полагают, что поле пиритовой минерализации является результатом деятельности древних сероводородных сипингов (а источником сульфата могла послужить сакмарская эвапоритовая толща), разгрузившихся в придонной части Среднерусского позднеюрского моря.

В отложениях укугутской свиты Зап. Якутии (J₁uk) местами были обнаружены желтоватые щеточки аурипигмента. Как отмечает *И. И. Никулин*, такие проявления приурочены к Диагональному разлому, т. е. связаны с какими-то мышьяковистыми флюидами. Он предполагает, что аурипигмент образовался в результате реакции таких флюидов с болотным H₂S.

Метаморфизм. Диагностика протолита

Хотя метаморфизм находится уже за пределами литогенеза, в докладе *А. И. Брусицына* на материалах уральских месторождений марганца показано, что метаморфический минеральный парагенезис в сильнейшей степени определялся первично-литологическим фактором — составом дометаморфического протолита. Выяснилось, что *за счет отложений, содержащих ОВ, формируются «восстановленные» оксидно-карбонатно-силикатные породы*. Их главными минералами являются силикаты и карбонаты Mn²⁺ (тефроит, риббеит, родонит, пироксмангит, кариопилит, родохрозит и марганцевый кальцит), а также андрадит, кварц, гематит и гаусманит. *На месте отложений, содержащих оксиды марганца, но лишенных ОВ или содержащих его в незначительных количествах, образуются «окисленные» оксидно-силикатные породы*. В них марганец концентрируется преимущественно в форме Mn³⁺ в составе браунита. Кроме того, в качестве главных минералов здесь присутствуют кварц, гематит, родонит и пироксмангит. Ключевые различия между этими типами марганцевых отложений обусловлены двумя параметрами: 1) доминирующим валентным состоянием марганца и 2) степенью развития карбонатов, прежде всего, родохрозита. Очевидно, что эти параметры взаимосвязаны и контролируются общим фактором — наличием или отсутствием в осадке ОВ. Замечательно, что редокс среды и величина рСО₂ в ней закладываются уже на очень ранних стадиях литогенеза, скорее всего, при диагенезе осадка. Об этом свидетельствует строение родохрозитовых агрегатов, часто сохраняющих седименто-диагенетические структуры.

Изучая марганцевую минерализацию в девонских силицитах Пай-Хоя, *Е. В. Старикова* также пришла к выводу, что наблюдающиеся, казалось бы, «запрещенные» метаморфические минеральные парагенезы (сосуществование ассоциаций марганцевых силикатов с одной стороны, и агрегатов, в которых родохрозит ассоциируется с кварцем), были предопределены еще в литогенезе. Она предполагает, что в формировании рудоносных осадков принимал участие кремнезем различного происхождения. Участки породы, в которых развит парагенезис кварц+родохрозит, образовались в зонах обогащения илов биогенным кремнеземом. Образование силикатов марганца могло быть обусловлено примесью гидротермальной кремнекислоты, седиментогенной формой которой в рудоносном иле могут являться Si-Mn-гели.

Повышенное содержание TiO₂ (1.66—1.99 %) в рифейских черных сланцах Тимана (покьюская свита), повышенные значения в них гидролизатного, алюмокремниевое и титанового модулей (ГМ до 0.60, АМ до 0.47, ТМ до 0.080) и положение точек на диаграмме НКМ — ФМ [42], указывающее на присутствие каолинита в протолите, — все это в совокупности, казалось бы, указывает, что протолит черных ильменитсодержащих сланцев представлял собой переотложенные продукты коры выветривания по базитовому субстрату [42]. Однако на основе геохимии редкоземельных элементов *И. И. Голубева и Д. В. Безинов* оспаривают этот напрашивающийся вывод — в пользу кислого и среднего (примесь материала андезитовых туфов) субстрата для древних КВ.

Процессы нефтегенеза, формирования и разрушения залежей

Этим проблемам (главным образом — минералообразованию в коллекторах) на совещании было уделено значительное внимание.

Заметим, что нередко эпигенетические процессы минералообразования, связанные с нефтегенезом и формированием залежей нефти и газа, практически невозможно отделить от флюидного литогенеза. Иллюстрацией этого могут служить эпигенетические процессы, описанные казанскими учеными, изучавшими нефтяные месторождения в карбонатных отложениях юго-востока Татарстана (доклад *А. Н. Кольчугина, В. П. Морозова и Э. А. Королева*). В разрезах турнейского и башкирского ярусов ими выделено восемь(!) типов эпигенетического минералообразования: 1) селективное выщелачивание, проявляющееся в формировании равномерной кавернозности (выщелачиванию подвергается лишь микрит, цементирующий органические остатки); 2) селективное выщелачивание, проявляющееся в неравномерном развитии вторичной кавернозности (при этом часть породы не подвержена выщелачиванию); 3) неселективное выщелачивание, формирующее крупные каверны и каналы (выщелачиванию подвергаются все компоненты известняка); 4) доломитизация, не диагностируемая под микроскопом, однако, надежно определяемая по данным рентгенографического анализа; 5) кальцитизация и доломитизация в виде яснозернистых агрегатов вто-

ричного доломита и кальцита, замещающих все компоненты известняка, либо выполняющих пустоты; 6) кальцитизация в виде крустификационного кальцита на стенках каверн; 7) окремнение; 8) сульфатизация.

На основании теоретического анализа *С. Х. Лифшиц* в своем докладе и в некоторых предыдущих публикациях [18] пришла к выводу, что насыщенный углекислотой надкритический нефтегазовый флюид был агрессивным, и вследствие этого — фактически сам готовил себе коллектор, растворяя карбонатный цемент песчаников. Эта идея независимо подтверждается наблюдениями казанских ученых над нефтяными месторождениями Татарстана, располагающимися в терригенных резервуарах (доклад *Э. А. Королева, В. П. Морозова, А. Н. Кольчугина и Г. А. Кринари*). Они описали явление растворения карбонатного цемента в нефтенасыщенных песчаниках, с превращением их в почти несцементированные породы. При этом они отметили, что одновременное заполнение коллектора нефтью и выщелачивание цемента коллектора — представляется едва ли возможным, поскольку «*эмульгированные углеводороды в этом случае могли, адсорбируясь на гидрофобизованной ими поверхности твердой фазы, блокировать выщелачивание карбонатного цемента и отложения новообразований кремнезёма*».

Как показано в докладе *Т. А. Коровиной и Е. П. Кропотовой*, процессы катагенетического минералообразования *неоднозначно* влияют на коллекторские свойства терригенных продуктивных пластов неокома Западной Сибири. С одной стороны, они практически всегда снижают пористость — однако карбонатизация повышает хрупкость пластов и в них появляется трещинная проницаемость; развитие пленочного хлорита повышает водоудерживающие свойства коллекторов — но одновременно служит и фактором недоуплотнения; аутигенный каолинит также повышает глинистость и водопоглощение песчаников, — но одновременно (связываясь с растворенным ОВ) гидрофобизует поровое пространство; регенерация кварца сокращает поровое пространство, — но одновременно повышает прочность породы, что способствует ее недоуплотнению, а также гидрофобизует коллектор, снижая его водонасыщенность; цеолитизация сильно влияет на водонасыщение коллектора вследствие способности цеолитов поглощать и отдавать воду. Подчеркивается многоэтапный характер катагенной минерализации и ее пульсационный характер, со сменой генераций аутигенных минералов — в особенности на водонефтяных контактах.

Вопросы рудогенеза

Уже давно очевидно, что «фоновые» процессы литогенеза при наличии особых («рудогенных») факторов могут становиться рудогенерирующими. Таково, например, формирование океанских ЖМК, требующее экстремально низких скоростей седиментации (1—3 мм/тыс. лет); формирование диагенетических конкреционных руд, всегда причинно связанное со спецификой петрофонда (повышенным геохимическим фоном в форме «геохимичес-

ких горизонтов» [32]) или фаций (например, аноксические или даже эвксинные фации, а также высокодинамичные фации, порождающие рудные шлихи и хардграунды [2, 3]). Рудогенными могут быть процессы мобилизации и концентрирования металлов в термальном ката- и метагенезе; в низкотемпературном инфильтрационном эпигенезе (руды U, Mo, Re, V, Se) и в особенности — во флюидном и рассольном эпигенезе, всегда связанном не столько с перераспределением, сколько с привнесом рудного вещества самим флюидом (как правило имеющим концентрацию рассола) [1, 16].

Вопросам инфильтрационного рудогенеза урана и его спутников посвящена, как известно, громадная литература. На Сыктывкарском совещании эта тема лишь затронута в одном из докладов *С. Ю. Енгальчева*, описавшего в железистом цементе русловых песчаников палео-Дона в Калмыкии, подвергшихся гидрогенной урановой минерализации, *селениды*: ферроселит (FeSe₂) и тиманнит (HgSe).

Как показано в докладе *Ю. Г. Волохина, А. И. Карабцова и В. В. Иванова*, источником (а также переносчиком) катагенной благородно-металльной минерализации в углеродистых триасовых фтанитах Сихотэ-Алиня могли служить легкоподвижные битумоидные фракции РОВ. Заметим, что эта идея (нефть и нафтиды как реальный источник металлов) была высказана Б. А. Лебедевым еще в 1992 г. [16], и недавно вновь подчеркнута в замечательной книге С. В. Аплонова и Б. А. Лебедева [1, 33]. Дополнительным источником самородного золота, по мнению докладчиков, могли являться диагенетические пириты, содержавшие его в коллоидной или кластерной форме. Разложение пирита в гипергенезе, замещение его гидроксидами и сульфатами железа (ярозитом) способствовали выделению Au в самородные частицы. Концентрация золота в породах «фтанитовой пачки» местами достигает значений, приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях.

Весьма специфическим типом рудогенеза является *ураново-редкометалльная минерализация, приуроченная к скоплениям рыбного костного фосфата* в отложениях майкопской серии (олигоцен-ранний миоцен) Калмыкии. Согласно *С. Ю. Енгальчеву*, как массовые заморы рыб, так и предшествующее им большое изобилие ихтиофауны объяснялись одной и той же причиной — разгрузкой на дно майкопского бассейна поствулканических флюидов, обогащенных ураном, фосфором и РЗЭ. Как указывает С. Ю. Енгальчев, здесь было несколько импульсов вулканической деятельности, о чем свидетельствует размещение рудных залежей на разных стратиграфических уровнях в отложениях калмыцкой под-свиты.

В целом можно заключить, что материалы, представленные на Сыктывкарском совещании-2011, значительно обогатили генетическую минералогию литогенеза.

Литература

1. Аплонов С. В., Лебедев Б. А. Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.

2. Батурин Г. Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
3. Батурин Г. Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
4. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
5. Волохин Ю. Г., Михайлик Е. В., Бурый Г. И. Триа-совая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
6. Геворкьян В. Х., Чулунный Ю. Г. Роль биоса в лито-генезе // Геол. ж., 2008. № 1. С. 25—37.
7. Енгальчев С. Ю. Геолого-геохимические особен-ности жил инъекционных туфизитов из среднедевон-ских песчаников юго-запада Ленинградской области // Вестник СПб ГУ. Сер. 7. Вып. 4. 2007. С. 3—14.
8. Зарицкий П. В. Конкреции и значение их изуче-ния при решении вопросов угольной геологии и лито-логии. Харьков: Вища школа, 1985. 177 с.
9. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диате-неза угленосных отложений (на материалах Донецкого бассейна). Ч. I. Харьков: Харьковск. ун-т, 1970. 224 с. Ч. II. Харьков: Харьковск. ун-т, 1971. 176 с.
10. Зарицкий П. В., Македонов А. В. Конкрециеобра-зование и стадийность литогенеза // Междунар. геол. конгресс. М., 1984. Т. 2. С. 239—241.
11. Казак А. П., Якобсон К. Э. Инъекционные туф-изиты // Докл. АН, 1999. Т. 367. № 4. С. 522—525.
12. Коссовская А. Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 7—18.
13. Котельников Д. Д., Конохов А. И. Глинистые ми-нералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
14. Кринари Г. А., Храменков М. Г. Трёхмерная структура вторичных слюд осадочных пород: особеннос-ти и механизмы формирования // Доклады РАН, 2008. Т. 423. № 4. С. 524—529.
15. Кузнецов В. Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
16. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процес-сов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
17. Леин А. Ю., Иванов М. В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
18. Лифшиц С. Х. Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вест-ник РАН, 2009. Т. 79. № 3. С. 261—265.
19. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Значение конк-реций для фациального и формационного анализа, кор-реляции осадочных толщ и поисков месторождений по-лезных ископаемых // Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 18—32.
20. Махнач А. А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.
21. Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
22. Махнач А. А., Михайлов Н. Д., Колосов И. Л., Ши-манович В. М. Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук, 1994. 96 с.
23. Мигунов Л. В. Инфильтрационная минеральная зональность надсолевых толщ. СПб: Наука, 1994. 150 с.
24. Панова Е. Г., Казак А. П., Якобсон К. Э. Минера-логические особенности девонских терригенных пород северо-запада Русской платформы в связи с проблемой их алмазносности // Зап. Всерос. минерал. о-ва, 2004. Ч. 133. Вып. 3. С. 12—24.
25. Савенко В. С. Физико-химический анализ про-цессов формирования железомарганцевых конкреций в океане. М.: ГЕОС, 2004. 156 с.
26. Савенко В. С., Савенко А. В. Экспериментальные методы изучения низкотемпературных геохимических процессов. М.: ГЕОС, 2009. 303 с.
27. Савко А. Д., Михин В. П., Холмовой Г. В. Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуручья Дон-Ведуга-Девица. Воронеж: Воронеж. ун-т, 2004. 111 с.
28. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
29. Симанович И. М., Янаскурт О. В. Осадочные бассей-ны и постседиментационный литогенез терригенных толщ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2005. № 4. С. 24—31.
30. Сушкин Л. Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское географ. о-во, 2004. 52 с.
31. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Статья I. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катаге-нез // Литол. и полез. ископаемые, 1982. № 3. С. 3—22.
32. Юдович Я. Э. Геохимические горизонты страт-исферы // Уральский геол. ж., 2008. № 3(63). С. 32—49.
33. Юдович Я. Э. Мощный прорыв в учении о рудо-генезе: образование гигантских рудных месторожде-ний // Уральский геол. ж., 2010. № 5(77). С. 46—52.
34. Юдович Я. Э. Новое в минералогии литогенеза // Уральский геол. ж., 2009. № 3 (69). С. 56—66.
35. Юдович Я. Э. Предисловие / Л. В. Мигунов. Ин-фильтрационная минеральная зональность надсолевых толщ. СПб: Наука. 1994. С. 3—5.
36. Юдович Я. Э. Флюидное минералообразование — альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геол. ж., 2009. № 4 (70). С. 31—80.
37. Юдович Я. Э. Хорошо забытое старое: размышле-ния об инфильтрационном эпигенезе // Вестник Ин-та геологии УрО РАН, 2007. Май, № 5 (149). С. 25—33.
38. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В., Ко-зырева И. В., Котельникова Е. А. Зона межформационно-го контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Гео-принт, 1998. 96 с.
39. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Литохимия потен-циально алмазносных горных пород Вашкинской пло-щади // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Рес-публики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 289—301.
40. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Минеральные инди-каторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
41. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Неорганическое ве-щество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 422 с.
42. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
43. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Иванова Т. И., Шве-цова И. В. Геохимия и минералогия хрома в осадочных толщах севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1997. 76 с.
44. Янаскурт О. В. Стадиальный анализ литогенеза: Учеб. пособие. М.: МГУ, 1995, 142 с.
45. Янаскурт О. В. Генетическая минералогия и ста-диальный анализ процессов осадочного породо- и рудо-образования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
46. Янаскурт О. В. Катагенез осадочных горных по-род. М.: Моск. ун-т, 1991. 120 с.
47. Янаскурт О. В. Предметаморфические измене-ния осадочных пород в стратифере: процессы и факто-ры. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.

**ЛИТОЛОГИЯ: НОВАЯ ПЕРСПЕКТИВНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ В ЕДИНСТВЕННОМ
ВУЗЕ УКРАИНЫ – ХАРЬКОВСКОМ НАЦИОНАЛЬНОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
ИМ. В. Н. КАРАЗИНА**

П. В. Зарицкий

Геолого-географический факультет Харьковского национального университета, Украина, Харьков
methodgeo@univer.kharkov.ua

Литология — новая фундаментальная отрасль геологии, которая быстро развивается, изучает состав и условия образования осадков и осадочных пород, происхождение и закономерности размещения связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Осадочные породы покрывают около 80 % территории континентов и свыше 90 % площади дна океанов и морей. Мощность их на континентах достигает 10—15 и больше километров. С ними связано свыше 80 % используемого человеком минерального сырья. Осадочные породы покрывают около 80 % территории Украины.

Развитие и значение литологии обусловлены возрастающими потребностями и необходимостью прироста запасов полезных ископаемых осадочного происхождения и ролью их в балансе главных видов минеральных ресурсов: энергетических, металлургических, химических и агрохимических, строительных и огнеупорных материалов, россыпей благородных металлов, алмазов, тяжелых минералов, драгоценных камней и прочего.

Осадочная оболочка земной коры — стратифера есть также объект инженерной геологии и трунтоведения, гидрологии и гидрогеологии, при строительстве наземных и подземных сооружений, дорог, каналов, плотин и водохранилищ, проведении мелиоративных работ. Без литологических исследований невозможно решать вопросы охраны окружающей среды и рационального использования естественных ресурсов.

В последние десятилетия началось развитие осадочной геологии — литологии докембрия в связи с необходимостью вовлечения в опоскование и древнейших измененных процессами метаморфизма (метаосадочных) пород и решения проблем эволюции земной коры на протяжении 3.5—4 млрд лет, то есть в течение всего срока геологической истории нашей планеты. Без глубокого изучения эволюции осадконакопления и породообразования на континентах и в Мировом океане невозможна разработка общей теории Земли.

Дальнейшее развитие литологической науки и в особенности применения ее достижений в практике геологоразведочных и поисковых работ сдерживалось, в первую очередь, дефицитом специалистов соответствующего профиля. Значительные территории были покрыты геологической съемкой крупного масштаба, однако даже стратотипические стра-

тиграфические подразделения не были обеспечены комплексно литологически охарактеризованными разрезами, а потому геологические карты без соответствующей литологической «начинки» не отвечали современным требованиям. Все это отрицательно сказывается на качестве и информативности таких карт, а также на достоверности локального прогноза и эффективности поисковых работ в областях развития осадочных пород. И хотя еще в 1985 г. было принято решение покрыть всю страну крупномасштабной геологической съемкой, но эта работа не могла даже начаться из-за отсутствия квалифицированных кадров литологов в геологических экспедициях. Не случайно поэтому по заказу Оргкомитета конференции «Литологические методы изучения и корреляции ресурсов в связи с усилением работ по государственной геологической съемке масштаба 1:50000» (Красноярск, 1985) был заслушан наш доклад «Возможность использования конкrecионного анализа для расчлнения и корреляции при крупномасштабном картировании осадочных и метаосадочных толщ» и мне было поручено возглавить резолюционную комиссию, которая в своем решении наметила систему мероприятий по подготовке кадров литологов в вузах и ПГО страны (СССР).

Сложилась парадоксальная ситуация. В СССР с 1963 г. выходит специальный журнал «Литология и полезные ископаемые», в 1968 г. создан Межведомственный Литологический комитет (МЛК) АН СССР и соответствующие республиканские и региональные комитеты, защищаются диссертации, издаются монографии и научные статьи. Другими словами, есть наука — литология, есть в ней потребность, но не проводится подготовка кадров литологов для науки и производства.

Исходя из возрастающей потребности и значения комплексного литологического изучения осадочных пород и руд при решении научных и практических вопросов, дефицита специалистов-литологов в Украине и за ее пределами, а также из того обстоятельства, что нигде в вузах Украины не велась их подготовка, по нашей инициативе, по представлению возглавляемой нами кафедры минералогии, петрографии и полезных ископаемых, поддержанному дважды (1984, 1985) Пленумом Украинского Литологического комитета АН УССР, совместным Постановлением Президиум АН, Мингео- и Ми-

нообразования УССР за № 264 от 26.06.1985 г., Харьковскому университету было поручено организовать подготовку специалистов по новой, перспективной специализации — **литологии** с 1987/1988 учебного года, что и было реализовано в обусловленный срок (приказ ректора Харьковского государственного университета № 0202—1/066 от 18.05.1987 г.). Тем же Постановлением был утвержден состав межведомственного координационного совета по комплексной программе «Прогноз», в которую вошли специалисты АН, Мингео- и Минобразования Украины, а от Харьковского университета был включен проф. П. В. Зарицкий. Годом позже, в 1986 г. приказом Министра высшего и среднего специального образования СССР за № 172 от 05.03.1986 г. «Об организации специализации «литология» на специальности 0101 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» такая специализация была утверждена официально [6, 7, 8].

Введение новой специализации требовало серьезной переработки учебного плана. Главное внимание было уделено спецкурсам, направленным на углубленное изучение процессов минерало- и породообразования в зоне гипергенеза, на выяснение условий осадко- и породообразования и преобразования пород на разных стадиях литогенеза, на комплексное изучение осадочных пород с целью фациального и формационного анализа их, палеогеографических реконструкций, а также были приняты во внимания пожелания Управления поисковых работ по рудным и нерудным полезным ископаемым, гидрогеологии и экологическому картированию Госкомгеологии Украины.

В учебный план специализации, кроме общего курса — литологии, было включено два наших спецкурса, обеспеченные учебными пособиями [3, 9] и 5 других (шлиховые поиски, литолого-фациальный анализ осадочных толщ, литология коллекторов и флюидоупоров, математические методы в литологии, проблемы гидрогазодинамики).

Еще в 1950-х гг. на кафедре развивалось новое литолого-геохимическое направление исследования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, основанное на всестороннем изучении конкреционных образований и конкреционных комплексов. Возможности решения широкого круга проблем общегеологических, литологических, поисков месторождений полезных ископаемых, стратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ и многого другого, благодаря изучению конкреций, обусловили появление и развитие нового особого литолого-геохимического метода — **конкреционного анализа**, его систематическое использование и усовершенствование применительно к осадочным и метаосадочным породам и связанными с ними полезным ископаемым (П. В. Зарицкий, А. В. Македонов и др.) [1, 2, 5]. В СССР по нашей инициативе был создан постоянно действующий научно-методический центр, направляющий и координирующий работу по изучению конкреций, дальнейшей разработке и углублению конкреционного анализа, расширению сферы его применения, регулярному проведению научных конференций по

этой проблеме — **секция «Конкреционный анализ и проблемы диагенеза»** в рамках структуры МЛК АН СССР и соответствующая научная секция Украинского Литологического комитета АН УССР, которые возглавлялись автором с момента учреждения комитетов в 1968 г.

Именно в СССР впервые в истории геологической науки по нашей инициативе как члена бюро МЛК АН СССР от Украины и председателя соответствующей секции комитета за период с 1970 по 1986 г. **были проведены пять Всесоюзных научных конференций по проблеме «Конкреции и конкреционный анализ»** (Ленинград, 1970, 1976, 1986; Харьков, 1973; Тюмень, 1983) [3]. Опубликованные материалы этих конференций вместе с монографиями (Зарицкий, 1959, 1970, 1971, 1985, 1990, 1991 и др.; Македонов, 1966, 1970; Атлас конкреций, 1988) стали без преувеличения первыми в мировой науке фундаментальными сводками по конкреционной проблематике. Приоритет нашей науки в деле изучения конкреций, в разработке и внедрении конкреционного анализа в геологические исследования и практику геолого-поисковых и разведочных работ признается за рубежом, а кафедра минералогии, петрографии и полезных ископаемых ХНУ стала признанным в Украине центром изучения конкреций и разработки методики конкреционного анализа.

Изучение конкреций зародилось сперва в недрах литологии, минералогии и геохимии осадочных пород, на стыке этих дисциплин. Однако конкреционные образования являются также объектом изучения биологии и медицины, химической технологии, почвоведения и метеорологии. Все это побудило нас в докладе на IX Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (США, 1979) выдвинуть и обосновать положение о формировании новой междисциплинарной отрасли естествознания: учения о конкрециях — **конкрециологии**, что нашло отражение в материалах конгресса [10].

Накопленный опыт изучения угленосных, нефтегазоносных, рудоносных и других осадочных геологических формаций показал, что результаты изучения конкреций и применения конкреционного анализа тем значительнее, чем более детально и всесторонне изучаются конкреции и вмещающие их породы.

Вот почему одним из профилирующих в учебном плане по специализации «Литология» стал наш авторский курс **«Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа»**, в основу которого были положены одноименное учебное пособие, изданное в 1991 г. [3], и наша монография «Конкреции и значения их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии» (1985) [1]. Рецензентами учебного пособия и монографии были ведущие профессора Московского (оба издания), Ростовского, Воронежского и Львовского университетов. В сокращенном виде этот курс был прочитан нами в Воронежском и Ростовском н/Д университетах, а также в ряде ведущих вузов Китая (Пекинский, Нанкинский, Гуилинский и Кунминский университеты; Сианьский, Тайюанский — горные институты). Осенью 2002 г. этот курс в сокращенном виде был нами про-

читан по приглашению геологического факультета МГУ. В полном объеме курс в течении уже более 20 лет читается только для магистров и специалистов литологов ГГФ ХНУ. Второй авторский курс — «Осадочные геологические формации» [9].

Выпускники-литологи (начиная с 1990 г.) успешно работают в научных учреждениях и геологоразведочных организациях Харьковской, Полтавской, Черниговской, Днепропетровской и Сумской областей Украины и даже за ее пределами. Литологическая специализация тесно связана с важной для Украины и ее Северо-Восточного региона нефтегазовой отраслью, хотя она в равной мере охватывает все без исключения полезные ископаемые осадочной оболочки земной коры.

В письме в Минобразования и ректору ХГУ Председателя Госкомгеологии Украины С. В. Гошовского от 13.05.1997 г. отмечалось: «В Украине в недалекой перспективе будут проводиться значительные объемы работы по поискам и разведке рудных и нерудных полезных ископаемых, нефти и газа. Основа всех этих работ есть геологическая съемка вообще и крупномасштабная, в частности. Для ее проведения нужны специалисты не только с серьезной геологической подготовкой, но и те, что владеют знаниями и методами изучения осадочных пород и руд, поскольку современная крупномасштабная геологическая съемка рассчитана именно на картирование литолого-стратиграфических комплексов и свит. В этом отношении Харьковский университет традиционно сыграть ведущую роль, ибо в нем, кроме палеонтологов-стратиграфов, работет и наибольший в Украине отряд литологов». Еще одна цитата из этого источника: «Накопленный десятилетний опыт подготовки высококвалифицированных специалистов-литологов в единственном из вузов Украины — Харьковском государственном университете следует оценивать как положительный и считать целесообразным расширить набор на новую перспективную специализацию — литологию до 12—15 ежегодно».

Неоднократные положительные отзывы об уровне подготовки специалистов-литологов на кафедре минералогии, петрографии и полезных ископаемых, обоснование необходимости сохранить литологию в перечне специализаций и закрепить ее за ХНУ, имеются и в других документах — письмах Министерству образования и науки Украины и руководству Харьковского университета.

Можно быть уверенным, что спрос на специалистов-литологов будет неуклонно расти по мере расширения геолого-съёмочных и геологоразведочных работ в Украине, которые могут и должны обеспечить собственную минерально-сырьевую базу и даже увеличить годовой баланс во внешней торговле страны.

Литература

1. Зарицкий П. В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Вища школа, 1985. 177 с.
2. Зарицкий П. В. Конкреции и конкреционный анализ // Осадочные геологические формации. Новосибирск: Наука, 1990. С. 95—105. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 161).
3. Зарицкий П. В. Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа: Учебное пособие. Харьков: Изд-во ХГУ, 1991. 112 с.
4. Зарицкий П. В. Підготовка геологів з новою спеціалізацією — літологією в Харківському університеті // Проблеми геологічної науки та освіти в Україні. Львів, 1995. С. 63—64.
5. Зарицкий П. В. Перспективні напрямки розвитку геологічної науки та підготовки кадрів в Україні // Наука і освіта. Зб. наук.праць АН Вищої шк. України. К., 1997. Кн. 3. С. 7—11.
6. Зарицкий П. В. Конкреціологія — новий літолого-геохімічний напрямок вивчення осадових порід та відображення її в навчальному процесі // Матеріали наук.-метод. конф. «Вплив наукових досліджень на підвищення підготовки фахівців». Івано-Франківськ: ІФДТУНГ, 1998. С. 76—77.
7. Зарицкий П. В. Новые и перспективные специальности (специализации) по геологии в университетах Украины // Материалы 2-ой Междунар. междисциплинарной науч.-практич. конф. «Современные проблемы науки и образования» (Керчь, 2001). Харьков, 2001. Ч. 2. С. 15—16.
8. Зарицкий П. В. Новая специализация — литология на геолого-географическом факультете Харьковского национального университета: впервые в Украине // Литология и геология горючих ископаемых. Межвуз. науч.-темат. сб. Екатеринбург: Изд-во Уральск. гос. горного ун-та, 2007. Вып. 1 (17). С. 252—259.
9. Зарицкий П. В. Осадочные геологические формации: Учебн. пособие. Харьков: ХНУ им. В. Н. Каразина, 2009. 60 с.
10. Zariitskyy P. V. Concretions and significance of their studying for solving of coal geology and lithology problems // The Cyclotheme IX Congress: Daily Bulletin. Urbana (USA), 1979. P. 30—33.

О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В. А. Кошелева¹, Я. В. Неизвестнов¹, Э. И. Сергеева²

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург; vkosheleva@bk.ru.

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Наряду с традиционными литологическими и геохимическими, в настоящее время активно развиваются и применяются другие методы изучения осадочных образований. Таковыми являются, прежде всего, методы, основанные на использовании различных рентгеновских микроскопов (отражательных, проекционных и флуоресцентных), а также просвечивающего электронного микроскопа. При исследовании осадочных пород с их помощью, образец облучают рентгеновскими лучами или электронами так, чтобы получить на экране четкое дифракционное изображение. Если вращать «подложку» или основание, к которому прикреплен изучаемый образец, то можно получить его трехмерное изображение. Разрешающая способность этих микроскопов составляет 5–10 нм (1 нм = 10^{-9} м или 10 Е). У обычных оптических микроскопов разрешающая способность обычно менее 200 нм. Однако в настоящее время созданы новые системы оптических микроскопов: (1) оптический микроскоп — наноскоп, с разрешением до 1–10 нм и (2) рентгеновский микроскоп, в котором применяются оптические элементы, преломляющие жесткие X-лучи и позволяющие, таким образом, достичь разрешения в 5–10 нм.

При помощи **рентгеновского проекционного микроскопа** можно оценить качество тонких покрытий, получить микрорентгенографии различных горных пород, минеральных, биологических и ботанических форм в срезах толщиной до 200 мкм, выполнить анализ смеси порошков легких и тяжелых металлов, изучить внутреннее строение объектов, непрозрачных для световых лучей и электронов. При работе с таким микроскопом изучаемые образцы не нужно помещать в вакуум, как в электронном микроскопе. Важно отметить, что применение в рентгеновских микроскопах различных преобразователей, способных перевести рентгеновские изображения в видимые, наряду с использованием телевизионных систем, позволяет вести оперативный контроль объектов в научно-исследовательской и производственной деятельности. В отдельных геологических НИИ и вузах при проведении различных петрографических исследований в последнее время начинают применять методы томографии: компьютерной и магнитно-резонансной, позволяющие получать изображение в трехмерном пространстве (3D).

Компьютерная томография — это метод неразрушающего послойного исследования внутренней структуры объекта. Он был предложен в 1972 г., Г. Хаунсфилдом и А. Кормаком, удостоенными Нобелевской премии. Метод основан на измерении и сложной компьютерной обработке разности ослабления рентгеновского излучения различными по плотности тканями. *Компьютерная томография*

(КТ) — синоним термина *томография* (все томографические методы реализуются с помощью компьютерной техники) или термина *рентгеновская компьютерная томография*, так как этот метод положил начало современной томографии. Первоначально КТ использовалась исключительно для исследования внутренних органов человека с использованием рентгеновского излучения.

3D рентгеновская микроскопия. Разработка пространственной рентгеновской микроскопии началась в 1980-х гг. В 1996 г. была основана компания SkyScan (Бельгия), разработчик и производитель высокоточных систем рентгеновской компьютерной томографии. В 1997 г. компания SkyScan создала первый рентгеновский сканер с разрешением в микронном диапазоне; в 2001 г. — первый микро-томограф для исследования лабораторных животных, а в 2005 г. — единственный в мире лабораторный томограф субмикронного пространственного разрешения.

Компьютерная микро-томография (микро-КТ) — неразрушающий метод визуализации трехмерной внутренней микроструктуры объектов с использованием рентгеновского излучения. Метод аналогичен медицинской томографии, но обладает более высоким пространственным разрешением. Сканирование внутренней трехмерной структуры объекта полностью сохраняет образец для других видов исследований.

Работа томографа или микро-КТ заключается в следующем: микрофокусная рентгеновская трубка освещает объект, а рентгеновская камера получает его увеличенные теневые проекции. На основе сотен проекций, собранных под разными углами при вращении объекта, компьютер реконструирует набор виртуальных сечений объекта. Оператор может просматривать сечение за сечением, получать сечения под любым углом и числовые характеристики трехмерной внутренней микроструктуры по всему объему или выделенной области и даже создавать реалистичные трехмерные модели микроструктуры для виртуального перемещения внутри объекта исследования.

При петрографическом изучении осадочных образований применяется 3D-томограф SkyScan [1]. Компания создала **SkyScan 1172** [2] — новое поколение настольных рентгеновских томографов высокого разрешения, в которых усовершенствованная конструкция сочетает подвижные объектный столик и рентгеновскую камеру, что позволяет достигать высокого разрешения, удобства размещения крупных образцов и увеличить скорость сканирования. Использование изменяемой геометрии сканирования в томографе SkyScan1172 значительно увеличило скорость и сохранило высокое разрешение по сравнению с моделями, использующими

фиксированную систему источник-детектор. Новые крупноформатные охлаждаемые рентгеновские камеры позволяют достигать высокого пространственного разрешения, без значительного ограничения размеров образцов. Для ускорения реконструкции, система может поставляться с четырехкомпьютерным кластером, который обрабатывает экспериментальные данные так же быстро, как происходит их накопление. Поддерживается реконструкция виртуальных сечений размером до 8000 × 8000 пикселей.

Пиксели (PICTure ELeMent, элемент изображения) — это точки, образующие картинку на компьютерном дисплее или экране телевизора. Пиксель — минимальный элемент двумерного цифрового изображения в растровой графике, а также (физический) элемент светочувствительной матрицы. Все пиксели, заполняющие экран, образуют кадр, в котором число их может составлять несколько миллионов. *Мегапиксель* = 1 000000 пикселей. Любой пиксель состоит из пяти элементов информации. Два отвечают за его координаты: положение по вертикали и по горизонтали, остальные определяют цвет: красный, синий и зеленый. Растровое компьютерное изображение состоит из пикселей, расположенных по строкам и столбцам. Чем больше пикселей приходится на единицу площади изображения, тем детальнее изображение.

В числе последних разработок компании — прибор **SkyScan 2011** [3] — лабораторный рентгеновский томограф, имеющий разрешение в несколько сотен нанометров (нм). Такое разрешение сравнимо или выше чем у томографов, использующих синхротронное излучение. Томограф 2011 оснащен источником рентгеновского излучения с вакуумной системой и катодом, позволяющим получать узкий пучок с размером фокального пятна <400 нм. Использование фазового контраста позволяет различать детали объекта размером <150—200 нм. Система позиционирования объекта позволяет перемещать и поворачивать его с точностью <100 нм. Детектор излучения сделан на основе ПЗС матрицы с чувствительностью до одного фотона. ПЗС (ПЗС — прибор с зарядовой связью) или ССД-матрица

(Charge-Coupled Device) — специализированная аналоговая интегральная микросхема, состоящая из светочувствительных фотодиодов, выполненная на основе кремния. Объекты исследуются в условиях окружающей среды, без специальной подготовки.

Ученые из Калифорнийского технологического института создали **электронную 4D-томографию**, интегрировав в обычную электронную томографию четвертое измерение — время. С ее помощью можно отслеживать пространственно-временные характеристики структуры изучаемого объекта (как минерального, так и биологического) с нанометрово-фемтосекундным разрешением [4, 5, 6]. Фемтосекундная нанофотоника обуславливает взаимодействие сверхкоротких лазерных импульсов с наноструктурами и молекулярными агрегатами. Этой же группой учёных опубликованы результаты 4D-томографии никелида титана NiTi, который имеет так называемый «эффект памяти формы» [5]. Несомненно, что электронная 4D-томография будет применяться и в литологии, в частности, при изучении минеральных индикаторов литогенеза.

Литература

1. SkyScan: Microtomography, nanotomography, non-invasive 3D X-ray non-destructive 3D microscopy and small animal imaging, visualization and 3D analysis // www.skyscan.be
2. 1172 hi-resolution-Skyscan. The innovative flexible geometry of the SkyScan 1172 scanner is particularly advantageous over intermediate resolution levels, where scans are several times // www.skyscan.be/products/1172.htm
3. 2011 nano-ct-Skyscan. The SkyScan 2011 is a revolutionary laboratory nano-CT scanner with spatial resolution in the range of hundreds of nanometers // www.skyscan.be/products/2011.htm.
4. Kwon O.-H., Zewail A. H. 4D Electron Tomography // *Science*. 2010. Vol. 328. №. 5986. P. 1668—1673.
5. Kwon O.-H., Park H.S., Baskin J.S., Zewail A.H. Nonchaotic nonlinear motion visualized in complex nanostructures by stereographic 4D electron microscopy // *Nano Letters*, 2010. Vol. 10. № 8. P. 3190—3198.
6. Flannigan D. J., Park S. T., Zewail A. H. Nanofriction visualized in space and time by 4D Electron Microscopy // *Nano Letters*, 2010. Vol. 10. № 11. P. 4767—4773.

СООТНОШЕНИЕ ОКИСЛЕННЫХ И ВОССТАНОВЛЕННЫХ ФОРМ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ КАК ИНДИКАТОР МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

С. М. Радомский, В. И. Радомская

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск
rsm@ascnet.ru; radomskaya@ascnet.ru

Рудная минерализация благородных металлов (БМ) Приамурья в основном была представлена месторождениями золота коренного и россыпного типов с соотношениями 0.7/1 для разведанных запасов. С 1867 по 2008 г. добыто 790 т учтённого золота, включая 730 т из россыпных месторождений, что привело к изменению соотношения до 10/1 и сокращению сроков прогнозной эксплуатации россыпей до десяти лет по отчётным данным Правительства Амурской области за 2008 г. [1]. Рудные проявления БМ включаются в биогеохимический круговорот вещества и энергии, имеющий цикличность и годовую периодичность в своём проявлении. Наибольшую степень вовлечения имеют минеральные ассоциации БМ россыпного типа, которые взаимодействуют с окружающей средой. Кристаллы БМ коренного типа находятся внутри вмещающих пород и поэтому для них полное включение в круговорот становится возможным лишь при разрушении минеральных матриц в процессе эрозии.

Определение окисленных форм БМ в природных объектах осуществляли путем растворения минерального сырья в HCl и дальнейшем стандартном анализе кислотной вытяжки экстракционными методами атомно-абсорбционного анализа, основываясь на нерастворимости в HCl восстановленных форм БМ. Разделение окисленных и восстановленных форм при определении БМ в поверхностных водах и почвах осуществляли на фильтрах «синяя лента» с диаметром пор 1–2 мкм. Содержание поглощённых форм БМ в растениях, животных и ихтиофауне относилось нами к окисленным формам, поскольку клеточные стенки живых организмов проницаемы лишь для окисленных ионов металлов. Для природной системы значение отношения концентраций окисленной формы ($C_{ок}$) к восстановленной форме ($C_{вос}$) индивидуального БМ ($C_{ок}/C_{вос}$), связано с валовыми концентрациями уравнением $C_{ок} = C_{валовое} - C_{вос}$.

Анализ проводили в лаборатории химического анализа Института геологии и природопользования ДВО РАН из навески 10 г (минимальная представительная аналитическая навеска для определяемого интервала концентраций — 1.5 г), после ступенчатого озоления до 600 °C со скоростью 100 °C/час. Массовые доли БМ определялись: Au, Ag, Rh, Pd, Pt — атомно-абсорбционным, Os, Ir — кинетическим, Ru — каталитическим методами [2]. В таблице приводятся усреднённые данные. Анализ выполнен по III категории точности, максимальная погрешность определения БМ $\pm 30\%$.

Впервые обратил внимание на существование качественной связи между минеральными ассоци-

ациями золота и их концентрациями в произрастающих над ними растениях А. Л. Ковалевский в 1974 г. Для фракций минералов золота различной крупности: (крупного > 0.07 мм, мелкого < 0.07–0.001 мм и тонкодисперсного < 0.001 мм) им были получены значения интервалов концентраций, поглощённых растениями 0.00m, 0.0m, 0.m (где m — значащая цифра) соответственно; при этом он указал на высокобарьерный тип поглощения. Безбарьерный тип поглощения, по отношению к высоким концентрациям платиноидов, отмечен для внешних частей растений — корки стволов и пней сосны, обыкновенной и плосколистной березы южной тайги Забайкалья [3]. Взаимодействие окружающей среды с минералами БМ осуществляется по границе раздела фаз на поверхности их зёрен и заключается в окислительной деструкции частиц. Атомы БМ, находящиеся на поверхности, обладают избытком потенциальной энергии и повышенной реакционной способностью, по сравнению с атомами, расположенными внутри объёма кристалла, а при уменьшении его размеров до кластера, последний приобретает шарообразную форму. Для таких кластеров соотношение числа атомов, находящихся на поверхности, к атомам, заключённым в объёме, будет пропорционально отношению площади поверхности дисперсионной фазы к её объёму.

Окисленные формы индивидуальных БМ обладают повышенными запасами энергии по сравнению с аналогичными атомами БМ на поверхности кристалла. Поэтому по принципу энергетической выгоды Томсена–Бертло, процесс восстановления атомов БМ на поверхности минерала БМ будет проходить с выделением энергии ($\Delta H < 0$) и осуществляться самопроизвольно. Восстановление БМ протекает равновесно с их окислением, также происходящем на поверхности, но требующим избыточного количества энергии для своего осуществления. Поэтому в открытой стационарной системе скорости протекания восстановительных процессов больше, чем скорости окислительных. Этому также способствует восстановительный характер геохимической обстановки в поверхностных водах Приамурья ($Eh = -0.250$ В) [4]. Анализ термодинамических констант БМ показал преимущественную энергетическую выгоду самородного минерального состояния, установленную для них М. И. Новгородовой [5] в природных геохимических системах, в ряду $Pt > Rh > Ru > Os > Ir > Pd > Au > Ag$. Окисление минералов БМ в зоне гипергенеза осуществляется кислородом в мягких условиях, приближающихся к термодинамически стандартным, при определённом участии органического вещества. Отмечается сезон-

**Соотношение концентраций окисленных и восстановленных форм ($C_{ок}/C_{вос}$) благородных металлов
в природных объектах Приамурья**

Проба	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Среднее
Растительность <i>n</i> = 53	0.09	0.75	0.033	0.12	0.06	1.7	0.06	8.3	1.30
Фауна <i>n</i> = 12	0.33	1.1	0.26	0.96	1.0	1.28	1.26	1.07	0.91
Ихтиофауна <i>n</i> = 15	4.28	1.67	0.80	0.015	2.50	1.88	1.75	0.027	1.61

Примечание. *n* — число опытов.

ность в процессе окисления, увеличивающаяся летом и затухающая зимой вследствие уменьшения температур. Для природных окисленных форм БМ характерны реакции диспропорционирования и восстановления; со временем эти формы стабилизируются вследствие комплексообразования; максимальной устойчивостью обладают комплексы БМ с органическими лигандами. В природе наиболее распространены окисленные формы Ru (IV, V), Rh (III), Pd (II), Ag (I), Os (IV, VI), Ir (III), Pt (II), Au (I, III), устойчивость которых определяется потенциалом ионизации [5].

В пределах Верхнеамурской провинции установлены проявления платиновой минерализации в месторождениях рудного золота и в золотоносных россыпях. Были выявлены различные минералы платиноидов крупностью от 1 до 3000 мкм [6]. Изучая кристаллы Pt и Pd в магматическом и биологическом природном материале Забайкалья на электронных микроскопах авторы [7], не установили значимых отличий между минералами разного генезиса. Основные геохимические свойства БМ, которые они проявляют как в минеральных, так и биологических средах, одни и те же: устойчивость к окислению и предрасположенность к минеральному концентрированию; склонность к комплексообразованию и способность к миграции. Таким образом, поведение БМ в природных средах — двойственное.

Максимальные концентрации Pt и Pd в золе растений имеют величины одного порядка с их содержанием в платиноносных горных породах и рудах, достигая $1-30 \cdot 10^{-4} \%$ для Pt и $1-15 \cdot 10^{-4} \%$ для Pd. Размеры минералов БМ биологического происхождения, установленные А. Л. Ковалевским при изучении биогенного минералообразования в растениях (микробиолиты Au, Pt и других металлов платиновой группы), составили: 2–20 мкм в старых частях растений и корнях; в ветвях и других наземных частях микробиолиты более мелкие $< 0.2-2$ мкм; в листьях не обнаружены [7]. По предлагаемому нами критерию для максимальных размеров минералов БМ $C_{ок}/C_{вос}$ составляет 0.27, для мелких минералов $C_{ок}/C_{вос} = 2.73$. В таблице представлены значения отношения $C_{ок}/C_{вос}$ в интервале 0.03–4.28. Для растительного материала отношение $C_{ок}/C_{вос}$ рассчитывалось как коэффициент концентрации (КК) по отношению к их кларкам в земной коре по А. Е. Ферсману, для фауны и ихтиофауны как коэффициенты биологического поглощения (КБП). Из приведенных данных следует, что

минералы БМ биологического происхождения имеют преимущественно наноразмерный уровень по сравнению с минералами магматического генезиса.

Кларки концентраций (КК) определённые из отношения концентраций поглощённых окисленных форм БМ усреднёнными травяными укосами Приамурья к кларкам концентраций БМ в земной коре по А. Е. Ферсману (см. таблицу), оказываются меньше аналогичных отношений, рассчитанных по отношению к кларкам в земной коре, В. М. Гольдшмидта и К. Г. Ведеполья, имеющих большие численные значения. На наш взгляд, это обусловлено разницей в эндогенных и экзогенных выделениях минерализаций БМ, использованных авторами при расчёте кларков в земной коре [8].

В природных объектах: растения → животные → ихтиофауна отмечается увеличение значения $C_{ок}/C_{вос}$, обусловленное стабилизацией окисленных форм БМ органическими комплексами. Максимальное значение отмечается у представителей ихтиофауны, для которых поверхностные воды являются средой жизнеобитания, содержащей растворённые БМ. Частицы россыпного золота резко отличаются своими большими размерами от золота эндогенных месторождений. В сульфидных месторождениях Приамурья обычно доминируют выделения золота крупностью 1–3 мкм, тогда как для большинства золоторудных месторождений россыпного типа на фракции 100–200 мкм приходится около 50 % из всего регистрируемого класса крупности 0.5–5000 мкм [9].

Таким образом, критерий $C_{ок}/C_{вос}$ может использоваться для разграничения коренных и россыпных типов рудопроявлений золота, в процессах его технологического извлечения, а также для разделения минеральных и биологических типов минерализации БМ.

Литература

1. *Радомский С. М., Радомская В. И.* Новые вопросы в проблеме золотодобычи // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. С. 141–144.
2. *Радомский С. М., Радомская В. И.* Определение окисленных форм благородных металлов // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Материалы науч. конф. (М., ИГЕМ РАН, 8–11 ноября 2010 г.). М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 440–441.
3. *Ковалевский А. Л.* Литобиогеохимические поиски платиноидов // Отеч. геология, 1993. № 8. С. 27–35.

4. *Радомский С. М., Радомская В. И., Матюгина Е. Б., Гусев М. Н.* Основные физико-химические параметры состояния поверхностных вод Верхнего Амура // Водные ресурсы, 2007. Т. 34, №1. С. 68—77.

5. *Новгородова М. И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.

6. *Моисеенко В. Г., Степанов В. А., Эйриш А. В., Мельников А. В.* Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.

7. *Ковалевский А. Л., Ковалевская О. М., Татьянакина Э. М.* Биогеохимия платины в системе «растение—почва—горная порода» // Прикладная геохимия, 2002. Вып. 3. С. 538—550.

8. *Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е.* и др. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

9. *Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В.* Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ В ПЛЯЖНЫХ ПЕСКАХ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ П-ОВА ФЛОРИДА ПО ДАННЫМ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА

Ю. А. Ткачев¹, Э. С. Щербаков²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

tkachev@geo.komisc.ru

²Коми государственный педагогический институт, Сыктывкар

sherbakoved@yandex.ru

Причиной, побудившей нас провести детальный корреляционный анализ данных Дж. Мартенса [9], послужило геолого-географическое положение района исследования — южной части восточного побережья Сев. Америки. Эти берега относятся к слабо погружающемуся (1 мм/год) аккумулятивному типу с типичными для Земли умеренными приливно-отливными явлениями, постоянными ветрами разных направлений, нередкими ураганами. Здесь наблюдается интенсивный вдольбереговой поток терригенного материала, преимущественно южного направления, создаваемого волноприбойным механизмом по схеме В. П. Зенковича [3—6]. Он дополняется обратным движением материала прибрежным течением, создаваемым глобальным южным пассатным течением, проникающим между островами Антильского и Багамского архипелагов в Карибское море и Мексиканский залив и огибающим Флориду с юго-запада на северо-восток. Эти потоки встречаются в районе мыса Канаверал.

Источником терригенного материала этой территории служит юго-восточная оконечность Аппалачских гор, размываемая средними по масштабу реками Санти, Саванна, Альтамаха, впадающими в Атлантический океан [8]. Вдольбереговой поток создает на всем протяжении берега (более 900 км!) цепочку барьерных островов, почти везде слившихся в узкую (0.3—0.9 км) косу (стрелку, барьерный комплекс), отделенную от основного берега узкой лагуной (от 1.5 до 15 км). Барьерный комплекс отделяет берег от интенсивного волнения вод открытого океана. В плейстоцене и голоцене основной берег и барьерный комплекс интенсивно наращивались на восток, погребая под собой реликты пляжных и лагунных отложений. В настоящее время в связи с развитием туризма и необходимостью обеспечить судходное сообщение между открытым океаном и берегом барьерный комплекс пересечен судходными каналами-протоками, через которые во время отливов со дна лагуны выносятся огромное количество осадков, что приводит к размыву пляжей, несмотря на многочисленные буны, создающие у берега сплошную защитную «гребенку».

Опробованная Дж. Мартенсом территория представляет значительный интерес вследствие единственности источника терригенного материала, находящегося у начала вдольберегового потока, уникальной длины его транспортировки и продолжительного перемешивания. **Полученные выводы помогут выявить в чистом виде закономерности, по-**

рожденные транспортом материала и седиментогенезом, которые обычно искажаются смешиванием песков, поступающих из различных терригенно-минералогических провинций.

В 1935 г. Дж. Мартенс провел опробование пляжных песков восточного побережья п-ова Флориды в 27 пересечениях. Строго говоря, пересечениями их назвать трудно. Только в двух пересечениях было взято по две пробы, еще в двух — по три, в остальных — по одной, всего 35 проб. Барьерный комплекс опробован не был, высота приливов, ни сигизийных, ни квадратурных, не указана, ширина осушки — также. Единственным ориентиром была линия высоких приливов, вблизи или выше которой (т. е. из песков, находящихся в настоящее время в аэральных условиях) и были взяты все пробы. Полоса осушки опробована одной пробой, да и то без указания, в полосе ваттов или маршей она была взята. Вообще, фациальная обстановка мест отбора проб (при богатом фациальном разнообразии берегового и барьерного комплексов) не указана. Пробы отбирались из двух типов осадков: из «нормальных» песков и из прослоев естественных шлихов, если они обнаруживались при вскрытии закопущками глубиной до 6 футов. Создаётся впечатление, что опробование велось не без прищела на естественные шлихи, как потенциальное полезное ископаемое (ильменит): из «шлихов» было взято 35 % проб, представляющих по массе ничтожную долю осадков. Масса проб составляла 1—2 фунта. Они подвергались ситовому анализу (9 фракций от 2.0 до менее 0.07 мм). Фракция мельче 0.5 мм разделялась в бромформе плотностью 2.85 г/см³. Выход тяжелой фракции фиксировался и она подвергалась минералогической диагностике под микроскопом.

В 1987 г. М. Г. Бергер [1] провел корреляционный анализ результатов опробования Дж. Мартенса и пришёл к следующим выводам. Минералы тяжелой фракции подразделяются на две группы. Первая включает ильменит, циркон, рутил, монацит, гранат; вторая — эпидот, силлиманит, роговая обманка. Внутри каждой группы наблюдаются значимые на уровне $\alpha = 0.1$ коэффициенты корреляции, а между минералами из разных групп наблюдаются отрицательные корреляции. Автор объясняет такую картину различной «гидродинамической устойчивостью» минералов, определяемой, в свою очередь различной плотностью: минералы первой группы существенно плотнее, второй — легче. Используемый М. Г. Бергером термин «гидродинамическая устойчивость» мы считаем неудачным, вызываю-

щим ассоциацию с механической устойчивостью в гидродинамической обстановке. Здесь больше подходил бы термин «гидродинамическая подвижность», определяемый плотностью и формой: менее тяжелые и «более слюдоподобные» минералы более подвижны.

Мы провели расширенный корреляционный анализ данных Дж. Мартенса, включив в него дополнительно следующие показатели: содержание в песках тяжелой фракции; расстояние от устьев рек, питающих вдольбереговую поток; выход девяти гранулометрических фракций; медианный диаметр; коэффициент сортировки. Был введен также некий весьма условный индекс фациальной обстановки: 1 и 2 — самая отдаленная от берега часть пляжа (1 — «шлихи», 2 — нормальные пески), 3 и 4 — пляж близ линии высокого прилива (3 — «шлихи», 4 — нормальные пески). Для корреляционного анализа первым автором была создана оригинальная компьютерная программа, позволяющая:

— осуществлять селекцию исходных данных по условиям типа $>$, $<$, $=$ по любому из включаемых в анализ признаков, т. е. формировать специальные подвыборки;

— проводить предварительный пересчет содержаний минералов в тяжелой фракции на содержания в осадке (т. е. в песке в целом).

Было испытано много комбинаций условий и вариантов пересчетов, в результате которых было получено 4892 коэффициента корреляции, сопутствующее им число средних значений, средних квадратических отклонений и уравнений регрессии признака на признак в различных подвыборках, часть из которых мы приводим (табл. 1, 2). **Из всех результатов прежде всего выделим методический: корреляционный анализ содержаний минералов в тяжелой фракции без пересчета на осадок приводит к некорректным выводам.** Дело в том, что коэффициент корреляции, полученный без указанного пересчета, отражает сумму двух тенденций: 1) положительной взаимной связи всех тяжелых минералов в осадке, сходно ведущих себя в движущейся или колеблющейся воде, 2) универсальной отрицательной зависимости процентных величин, вызванной вытеснением минералов друг друга, особенно ярко проявляющейся для минералов с большими содержаниями, близкими в сумме к 100 %. Таковыми являются главные представители групп, выделенных М. Г. Бергером (ильменит — 36.37 %, циркон — 11.40 %, эпидот 19.40 %). В пересчете на осадок содержания минералов тяжелой фракции сильно уменьшаются (ильменит — 0.2 %, циркон — 0.03 %, эпидот — 0.18 % при среднем содержании тяжелой фракции 68 %). Таким образом, якобы выявленная М. Г. Бергером отрицательная зависимость между двумя группами минералов тяжелой фракции является кажущейся, наведенной универсальным свойством процентных числовых систем. Проблема, получившая название «ложной корреляции», обсуждается в мировой литературе уже около ста лет. Ее

подробный анализ проведен Ю. А. Ткачевым в работе [7], в которой читатель может найти основную библиографию¹.

Беглый взгляд на карту выявляет очевидную закономерность: пересечения, в которых обнаружены и опробованы прослои естественного шлиха, встречаются преимущественно в северной части территории, ближе к устьям питающих рек (10 из 12 проб). В южной части, вдали от устьев рек (южнее мыса Канаверал), их достоверно меньше (2 из 12). Естественное объяснение — потеря при транспортировке ильменита (главного минерала проб-шлихов), здесь не подходит, поскольку его содержание в песке никак не коррелирует с расстоянием от начала вдольберегового потока. Аналогично ведут себя и другие минералы «тяжелой» группы тяжелой фракции. Отчетливую отрицательную корреляцию с расстоянием от «стартовой» точки обнаруживают лишь два минерала из «легкой» группы тяжелой фракции: роговая обманка и кианит (дистен). Это объясняется их разрушением при движении: роговая обманка имеет низкую твердость и хорошую спайность, а кианит длинную и тонкую столбчатую форму. При разрушении они переходят в более мелкую фракцию, а содержание мелких фракций уменьшается при транспортировке. Это убедительно доказывается значимыми отрицательными коэффициентами корреляции расстояния с двумя-тремя самыми мелкими фракциями, а объясняется отмучиванием и вымыванием из песков мелких, следовательно, более подвижных фракций. Это согласуется также с фактом (см. таблицы) увеличения медианного диаметра с удлинением пути переноса. Для условий Флориды это никак не может объясняться поступлением более крупного материала (ему неоткуда взяться), а обязано исключительно упомянутому уменьшению содержания мелких фракций. Чем вызвано резкое уменьшение встречаемости шлиховых прослоев с удлинением пути переноса, остается для нас загадкой. Картину не проясняет и факт существенного (более чем в два раза!) уменьшения медианного диаметра в пробах-«шлихах» по сравнению с нормальными песками.

Другим важным седиментологическим выводом из корреляционного анализа является очень сильная корреляция между содержаниями минералов друг с другом в осадке и между ними и выходом тяжелой фракции. При пересчете на осадок искажающее влияние «ложной корреляции» исчезает, и мы убеждаемся, что накопление тяжелой фракции действует на минералы в одну сторону независимо от их принадлежности к группе «тяжелых» или к группе «легких». Исключения составляют та же роговая обманка (нулевая корреляция с тяжелой фракцией) — самый неустойчивый и самый легкий минерал тяжелой фракции, и тот же кианит, хорошо коррелирующий с роговой обманкой.

В пробах-шлихах содержание тяжелой фракции очень велико (70—92 %), поэтому пересчет на осадок не избавляет нас полностью от искажающего

¹ Тем не менее, второй автор полагает, что применение корреляционного анализа непосредственно к содержаниям минералов в тяжелой фракции без пересчета их на осадок также является корректной процедурой.

Коэффициенты корреляции, средние значения и средние квадратические отклонения содержания осадок минералов, содержащий гранулометрических фракций. Верхний треугольник — нормальные пробы из общего массива (23 пробы), нижний треугольник — пробы-«шпихи» из общего массива (12 проб). Пляж в целом

Минерал	Ilm	Zir	Rut	Epi	Sta	Sil	Rgo	Tur	Kia	Gra	Mon	Tfr	Ras	2.0	.84	.59	.42	.29	.17	.15	.07	<07	Med	Sor
Среднее	0.20	0.03	0.02	0.18	0.05	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.00	0.68	50.20	0.50	4.73	7.78	14.73	14.35	28.96	14.95	13.79	0.22	0.31	1.35
мин.	0.30	0.05	0.03	0.31	0.10	0.06	0.11	0.04	0.01	0.04	0.00	1.01	22.19	0.95	7.78	12.05	13.67	13.51	16.73	15.54	20.67	0.28	0.15	0.14
$\frac{\sigma}{s}$																								
Ilm	28.51	17.77	0.67	0.90	0.74	0.89	0.68	0.91	0.87	0.66	0.37	0.97	-0.43	-0.05	-0.19	-0.14	-0.22	-0.09	0.28	0.30	-0.08	-0.12	-0.21	-0.02
Zir	12.68	11.26	0.85	0.29	0.57	0.38	0.02	0.36	0.41	0.60	0.74	0.50	-0.26	0.03	-0.06	-0.05	-0.06	0.14	0.32	-0.04	-0.22	-0.14	-0.07	0.34
Rut	3.01	2.34	0.65	0.84	0.45	0.92	0.42	0.12	0.64	0.57	0.43	0.66	-0.16	0.09	-0.11	-0.00	-0.01	0.05	0.27	-0.03	-0.18	-0.15	-0.04	0.24
Epi	3.44	2.18	0.23	-0.17	-0.18	0.55	0.96	0.91	0.94	0.90	0.43	0.07	0.97	-0.49	-0.24	-0.21	-0.31	-0.24	0.16	0.48	0.09	-0.01	-0.30	-0.21
Sta	1.68	1.31	0.00	-0.10	0.15	0.39	0.42	0.24	0.77	0.61	0.98	0.12	0.70	-0.07	0.07	0.08	0.05	0.08	0.01	0.14	-0.12	-0.15	-0.21	0.02
Sil	0.25	0.25	-0.35	-0.56	-0.23	0.15	0.17	0.85	0.89	0.31	0.23	0.94	-0.59	-0.13	-0.28	-0.27	-0.41	-0.25	0.20	0.56	0.12	0.05	-0.38	-0.24
Rgo	0.29	0.46	-0.07	-0.33	-0.27	0.81	0.17	0.33	0.76	0.79	0.10	-0.07	0.81	-0.64	-0.09	-0.27	-0.30	-0.44	0.10	0.63	0.24	0.14	-0.42	-0.32
Tur	0.16	0.21	-0.38	-0.53	-0.42	0.28	0.64	0.62	0.86	0.67	0.01	0.96	-0.32	-0.04	-0.20	-0.11	-0.15	-0.12	0.18	0.29	-0.04	-0.14	-0.18	-0.08
Kia	0.25	0.39	0.01	-0.27	-0.06	0.37	0.13	0.84	0.60	0.74	0.49	0.14	0.92	-0.58	-0.11	-0.29	-0.27	-0.42	-0.35	0.17	0.58	0.21	0.10	-0.41
Gra	0.80	0.60	0.27	0.42	0.56	-0.10	0.75	-0.29	-0.30	-0.13	-0.27	0.17	0.60	0.01	0.10	-0.04	0.09	0.15	0.08	0.14	-0.13	-0.21	-0.22	0.09
Mon	1.23	1.07	0.87	0.84	0.60	-0.11	-0.25	-0.40	-0.24	-0.36	-0.09	0.17	0.21	-0.25	0.12	-0.16	-0.20	-0.13	0.23	0.28	0.02	-0.13	0.08	-0.12
Tfr	53.67	31.26	0.98	0.91	0.76	0.19	0.06	-0.38	-0.08	-0.39	0.86	0.86	-0.48	-0.05	-0.23	-0.18	-0.27	-0.17	0.23	0.40	0.01	-0.06	-0.27	-0.10
Ras	10.00	10.00	-0.49	-0.15	0.13	-0.49	0.47	0.04	-0.46	-0.01	-0.33	0.60	-0.43	-0.01	0.22	0.38	0.63	0.47	-0.31	-0.67	-0.26	-0.34	0.53	0.17
2.0	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	0.02	-0.10	0.34	0.21	-0.03	-0.17	-0.21	0.20	0.14	0.31
.84	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	0.87	0.35	-0.16	-0.34	-0.47	-0.34	-0.47	-0.38	-0.42	0.85
.59	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	0.30	-0.07	0.60	-0.15	-0.80	-0.65	-0.60	0.73
.42	1.54	3.97	-0.28	-0.18	0.00	-0.09	0.82	-0.02	-0.23	0.13	-0.24	0.79	-0.33	-0.22	0.80	10.00	10.00	0.98	0.14	-0.64	-0.58	-0.60	0.73	0.40
.29	4.13	7.84	-0.30	-0.15	0.05	-0.20	0.76	-0.05	-0.31	0.10	-0.26	0.80	-0.33	-0.22	0.82	10.00	10.00	0.98	0.14	-0.64	-0.58	-0.60	0.73	0.40
.17	21.77	15.52	-0.51	-0.20	0.04	-0.40	0.30	-0.01	-0.18	0.16	-0.12	0.44	-0.48	-0.41	0.68	10.00	10.00	0.56	0.69	-0.06	-0.45	-0.23	-0.29	0.06
.15	27.44	12.49	-0.61	-0.45	-0.38	-0.13	-0.54	0.16	0.27	0.12	0.04	-0.64	-0.54	-0.60	-0.02	10.00	10.00	-0.41	0.14	0.73	0.69	-0.77	-0.51	
.07	40.38	23.70	0.73	0.41	0.12	0.37	-0.28	-0.10	0.09	-0.22	0.12	-0.31	0.68	0.62	-0.76	10.00	10.00	-0.57	-0.65	-0.94	-0.37	0.72	-0.65	-0.40
<07	4.60	3.36	0.51	0.23	0.19	0.30	-0.14	0.34	0.20	0.05	0.48	-0.33	0.53	0.45	-0.58	10.00	10.00	-0.50	-0.58	-0.80	-0.31	0.82	-0.63	-0.34
Med	0.15	0.04	-0.58	-0.35	-0.11	-0.23	0.60	0.01	-0.15	0.21	-0.22	0.60	-0.59	-0.49	0.84	10.00	10.00	0.86	0.91	0.87	-0.01	-0.90	-0.79	0.35
Sor	1.26	0.06	0.44	0.23	0.38	0.45	0.63	0.25	0.33	0.42	0.50	0.27	0.47	-0.01	10.00	10.00	0.30	0.30	-0.06	-0.74	0.23	0.35	0.04	0.04

σ — среднее квадратическое отклонение для нижнего треугольника.

s — среднее квадратическое отклонение для верхнего треугольника.

Ilm...Mon — названия минералов, Tfr — тяжелая фракция, Ras — расстояние от устья питающей реки, 2.0...0.07, <0.07 — размеры частиц гранулометрических фракций в мм,

Med — медиана, Sor — коэффициент сортировки.

10.0 — условный знак при отсутствии величины (n < 3).

Коэффициенты корреляции, средние значения и средние квадратические отклонения содержания соединений с пересчетом на осадок минералов, содержащий гранулометрических фракций. Верхний треугольник — нормальные пробы, нижний — пробы-«шлихи». Верхняя часть пляжа

Минерал	Птм	Zir	Rut	Epi	Sta	Sil	Rgo	Tur	Kia	Gra	Mon	Tfr	Ras	2.0	.84	.59	.42	.29	.17	.15	.07	<07	Med
Среднее	1.03	0.23	0.18	0.42	0.43	0.05	0.06	0.04	0.01	0.18	0.00	2.69	57.38	0.34	6.82	8.88	15.33	13.14	26.16	13.28	15.85	0.20	0.33
σ	3.03	0.74	0.59	0.93	1.41	0.10	0.14	0.08	0.01	0.60	0.00	7.40	19.86	0.64	9.70	14.22	14.93	14.14	20.60	15.43	25.34	0.28	0.18
с	17.20	1.00	1.00	0.95	1.00	0.75	-0.02	0.88	-0.04	1.00	-0.14	1.00	0.21	-0.17	-0.22	-0.20	-0.05	0.29	0.30	-0.02	-0.16	-0.12	-0.13
Птм	14.45	0.79	1.00	0.91	1.00	0.69	-0.12	0.83	-0.13	1.00	-0.13	0.99	0.26	-0.15	-0.20	-0.18	-0.02	0.31	0.28	-0.08	-0.16	-0.11	-0.10
Zir	3.49	0.60	0.86	0.91	1.00	0.69	-0.11	0.83	-0.13	1.00	-0.13	0.99	0.27	-0.16	-0.20	-0.18	-0.02	0.31	0.28	-0.07	-0.16	-0.11	-0.10
Rut	3.02	0.14	-0.36	0.91	1.00	0.92	0.30	0.99	0.28	0.92	-0.19	0.96	-0.03	-0.22	-0.30	-0.27	-0.17	0.17	0.31	0.21	-0.10	-0.10	-0.24
Epi	1.32	0.73	0.35	0.14	0.42	0.65	-0.09	0.84	-0.11	1.00	-0.13	0.99	0.26	-0.16	-0.21	-0.19	-0.03	0.31	0.28	-0.06	-0.15	-0.11	-0.10
Sta	0.31	0.28	-0.39	-0.70	0.34	0.65	0.54	0.97	0.63	0.69	-0.23	0.79	-0.33	-0.26	-0.34	-0.31	-0.30	0.01	0.30	0.44	-0.03	-0.08	-0.34
Sil	0.28	0.46	-0.16	-0.42	-0.34	0.85	0.60	0.45	0.99	-0.11	-0.17	0.03	-0.73	-0.22	-0.29	-0.26	-0.43	-0.34	0.07	0.73	0.20	0.08	-0.40
Rgo	0.19	0.24	-0.41	-0.61	-0.53	0.72	0.39	0.94	0.43	0.84	-0.20	0.90	-0.15	-0.23	-0.32	-0.29	-0.21	0.14	0.33	0.28	-0.11	-0.11	-0.27
Kia	0.36	0.44	-0.07	-0.44	-0.19	0.84	0.78	0.85	0.84	0.77	-0.13	0.22	-0.77	-0.20	-0.27	-0.25	-0.43	-0.36	0.07	0.73	0.20	0.08	-0.41
Gra	0.72	0.46	0.66	0.93	0.90	-0.31	0.32	-0.57	-0.29	-0.46	-0.13	0.99	0.27	-0.15	-0.20	-0.18	-0.02	0.31	0.28	-0.07	-0.16	-0.11	-0.10
Mon	1.55	1.07	0.87	0.81	0.52	-0.12	0.00	-0.48	-0.33	0.57	-0.15	-0.15	-0.06	-0.18	-0.01	-0.01	-0.07	-0.00	0.61	-0.27	-0.26	-0.27	0.01
Tfr	58.38	30.49	0.97	0.89	0.76	0.05	0.40	-0.44	-0.11	0.80	0.86	-0.27	0.17	-0.18	-0.24	-0.22	-0.08	0.27	0.30	0.02	-0.14	-0.11	-0.15
Ras	10.0	10.0	0.44	0.11	0.35	-0.66	-0.20	-0.17	-0.42	-0.36	-0.46	-0.27	0.17	0.25	0.07	0.15	0.52	0.58	-0.15	-0.62	-0.25	-0.13	0.37
2.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	0.14	-0.08	0.88	0.25	-0.17	-0.38	-0.32	-0.28	0.40
.84	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	0.93	0.34	-0.23	-0.30	-0.51	-0.43	-0.48	0.89
.59	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	0.16	-0.28	-0.24	-0.45	-0.38	-0.45	0.80
.42	0.50	0.80	-0.01	0.51	0.57	-0.59	-0.02	-0.35	-0.44	0.70	-0.06	0.16	0.73	10.0	10.0	10.0	10.0	0.53	-0.09	-0.71	-0.62	-0.50	0.68
.29	2.31	3.12	-0.16	0.31	0.40	-0.67	-0.13	-0.28	-0.35	0.54	-0.14	-0.02	0.60	10.0	10.0	10.0	0.85	0.30	0.30	-0.56	-0.53	-0.25	0.15
.17	20.60	16.17	-0.40	0.03	0.17	-0.49	-0.06	-0.14	-0.13	0.02	-0.11	-0.27	0.55	10.0	10.0	10.0	0.76	0.90	0.41	-0.23	-0.53	-0.44	-0.21
.15	27.66	10.05	-0.81	-0.51	-0.35	-0.10	-0.18	0.23	0.20	0.31	-0.03	-0.73	0.63	10.0	10.0	10.0	0.34	0.17	0.41	0.76	0.67	-0.73	-0.73
.07	43.33	22.39	0.61	0.15	-0.05	0.44	0.08	0.01	0.03	-0.12	0.09	0.47	-0.71	10.0	10.0	10.0	0.74	-0.78	-0.94	-0.69	0.81	-0.66	-0.66
<07	5.39	3.46	0.33	-0.06	0.02	0.52	0.38	0.44	0.28	0.13	0.46	0.26	-0.54	10.0	10.0	10.0	0.78	-0.79	-0.78	-0.50	0.77	-0.61	-0.61
Med	0.14	0.03	-0.55	-0.08	0.06	-0.48	-0.15	-0.14	-0.09	0.08	-0.17	-0.41	0.67	10.0	10.0	10.0	0.78	0.85	0.96	0.62	-0.98	-0.85	-0.85

См. примечания под табл. 1.

влияния «ложной корреляции» — и его результаты не поддаются корректной интерпретации. Здесь возможен другой подход — сравнение отношений одноименных минералов в «нормальных» песках и естественных шлихах. Разумеется, пробы-«шлихи» обогащены по сравнению с нормальными песками тяжелыми минералами как из группы «тяжелых», так и из группы «легких», но обогащение тяжелыми составляет 20-, 30-, 60-кратное (рутил, ильменит, циркон, соответственно), а «легкими» — только 3-, 5-, 7-кратное (ставролит, роговая обманка, эпидот), т. е. обогащение приблизительно пропорционально плотности минералов.

Итак, из проделанного нами корреляционного анализа вытекают следующие выводы.

1. Корреляции между минералами в тяжелой фракции без пересчета на осадок не несут литологического смысла и не рекомендуются к применению.

2. Все минералы тяжелой фракции коррелируют друг с другом и с содержанием тяжелой фракции, кроме роговой обманки и кианита — двух самых легких и хрупких минералов.

3. Медианный диаметр частиц терригенного материала увеличивается с увеличением пути его перемещения ввиду вымывания мелких фракций.

4. Медианный диаметр частиц в пробах из слоев естественного шлиха в два и более раз меньше, чем в нормальных песках.

5. Вероятность образования слоев естественного шлиха уменьшается с увеличением длины вдоль берегового перемещения терригенного материала.

6. Содержание минералов «тяжелой» группы тяжелой фракции несколько увеличивается с дальностью переноса ввиду некоторого вымывания минералов «легкой» группы, но иногда наблюдается и обратная тенденция.

Литература

1. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра. 1986. 227 с.

2. Берега / Каплин П. А., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. М.: Мысль, 1991. 479 с.

3. Зенкович В. П. О способе образования лагун // Докл. АН СССР, 1950. Т. 75. № 4. С. 527—530.

4. Зенкович В. П. Эволюция акваторий лагун // Изв. Всес. геогр. о-ва, 1952. Т. 84. №5. С. 448—457.

5. Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957. Т. 21. С. 3—39.

6. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: АН СССР, 1962. 710 с.

7. Ткачев Ю. А. Проблема процентных величин в минералогии, петрографии и геохимии. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 27 с.

8. Naack Weltatlas. Gotha: VEB Hermann Naack, Geographisch-Kartographische Anstalt. 408 S.

9. Martens J. H. Beach sands between Charleston, South Carolina and Miami, Florida // Bull. Geol. Soc. Amer., 1935. Vol. 46. No 10. P. 1563—1569.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД В АВТОКЛАВЕ: СТРУКТУРА КЕРОГЕНА В СВЕТЕ ДАННЫХ ТВЁРДОФАЗНОЙ ^{13}C ЯМР СПЕКТРОСКОПИИ

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, burdelnaya@geo.komisc.ru

Проведение водного пиролиза пород является наиболее типичным вариантом экспериментально-го моделирования катагенетических процессов в лабораторных условиях. Максимальная температура в таких экспериментах обычно не превышает $370\text{ }^{\circ}\text{C}$ [1, 2]. Температурный интервал, при котором происходит выделение нефтяной пленки, варьирует от 275 до $370\text{ }^{\circ}\text{C}$, и существенно зависит от типа исходного органического вещества.

Целью настоящей работы является исследование изменений в битумоиде и в структуре керогена, протекающих при водном пиролизе разнотипного органического вещества пород. В работе были исследованы породы, содержащие кероген четырех типов — I, II, II-S и III. I тип керогена содержится в образце кукурсита — ордовикского горючего сланца Прибалтики, II тип керогена характерен для доманикового горючего сланца, отобранного из обнажения по р. Доманик, II-S тип — для верхнеюрского горючего сланца, отобранного из обнажения по р. Важью и III тип представлен бурым углем, взятым из обнажения по р. Угольный-Вож Неченского месторождения. Для проведения эксперимента загруженные породой и водой автоклавы помещались в печь и выдерживались при температуре $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 24 часа. Температура опыта измерялась электронным термометром, встроенным в печь и дополнительно контролировалась хромель-алюменелевой термопарой (тип К). Растертую породу после автоклавирования экстрагировали в аппарате Сокслета. Полученный экстракт разделяли на фракции и анализировали методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии. Из остатка породы выделяли кероген, экстрагировали хлороформом и исследовали на газовом хроматографе «Кристалл-2000М», снабженной пиролизической приставкой. Пиролиз проводился при температуре $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ (15 с).

ЯМР спектры высокого разрешения в твердом теле получали по методике кросс-поляризации с вращением под «магическим углом» на спектрометре BRUKER AVANCE II-500 (частота на ^{13}C — 125.77 МГц). Спектры снимались в Институте высокомолекулярных соединений РАН (г. Санкт-Петербург, оператор М. В. Мокеев).

Температуры максимальных выходов углеводородов (T_{max}), фиксируемые при пиролизе пород по

методу Rock-Eval изменяются от 411 (диктионемовый сланец), 414 (M-1/2), 415 (C-6/9) и до $423\text{ }^{\circ}\text{C}$ (кукурсит) и указывают на невысокую зрелость ОВ (стадии протокатагенеза ПК₂₋₃). Характеристика стадии термического созревания органического вещества исходных пород подтверждается также результатами изучения элементного состава керогена [3, 4], в частности расположением фигуративных точек на диаграмме Н/С от О/С с учетом величины отношения $S_{\text{орг}}/\text{C}$ керогена. Данные по распределению полициклических биомаркеров битумоида не противоречат данным выводам.

Поскольку в данной работе мы проводим сравнительный анализ типа ОВ в зависимости от ряда характеристик, изменяющихся в процессе водного пиролиза — состава битумоида и структуры остаточного ОВ, то считаем правильнее было бы все эти изменения наблюдать в зависимости от отношения Н/С. Наиболее резкие изменения, выраженные в потере водорода, фиксируем для II (обр. Д-1/30, C-6/9) и II-S (обр. В-1/5/3) типов керогена. Для I и III типов керогена характерна минимальная его конверсия, что выражается в незначительном изменении Н/С. При наименьшей потере алифатических структур кукурсит, верхнеюрский горючий сланец (обр. В-1/5/3) и уголь характеризуются резким снижением содержанием кислорода. Кислород входит в состав кислородсодержащих структур в керогене, которые могут представлять собой и периферийные функциональные группы, например широко представленные в керогене угля фенольные группы, удаляемые при нагреве в виде воды, так и кислород, связывающий между собой алифатические структурные фрагменты, как например, в кукурсите [5] и волжском сланце [6], и удаляющийся в процессе пиролиза в виде СО и СО₂ [7]. Для диктионемового сланца $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ не оказали значительных изменений в его химической структуре керогена.

Спектры ^{13}C ЯМР керогенов были проанализированы нами до и после водного пиролиза. Минимальные изменения в распределении сигналов в спектрах характерны для кукурсита и диктионемового сланца. Ароматичность керогена диктионемового сланца отражена в сигналах ЯМР спектров, которые составляют подобласть резонансных сигналов от 100 до 160 м. д. Соотношение $C_{\text{алиф.}}/C_{\text{аром.}}$ составляет 1.67 и 1.59 соответственно до и после водного пиролиза, т. е. мало изме-

няется после термообработки при заданной температуре. Также это соотношение указывает на повышенное содержание ароматических ядер в структуре керогена, возможно, влияющее на поведение геополимера при термоллизе. В кукурсите, напротив, доминируют алифатические структуры. Эстонскими исследователями был смоделирован ^{13}C МАС ЯМР спектр керогена кукурсита на основе предложенной ими химической структуры геополимера [5]. Руководствуясь данными твердофазной ЯМР спектроскопии, флэш-пиролиза выделенного авторами керогена были определены основные ароматические структурные звенья, представленные пятью типами — протонированный углерод в ароматическом ядре (хим. сдвиг — 126, 137 м. д.), тот же и с разветвлением (хим. сдвиг — 141 м. д.), протонированный углерод в ароматическом ядре, связанный в орто-положении с кислородом (хим. сдвиг — 118 м. д.), тот же и с разветвлением (хим. сдвиг — 118 м. д.), и углерод в ароматическом ядре, связанный непосредственно с кислородом (хим. сдвиг — 155 м. д.). После водного пиролиза интенсивность ароматических групп несколько возрастает, при этом соотношение сигналов оксиароматического углерода и протонированного углерода в ароматическом ядре изменяется в пользу последнего.

Самый интенсивный сигнал в спектре ^{13}C ЯМР всех исследованных образцов приходится на область 10—45 м. д., что соответствует поглощению углерода метильных, метиленовых групп, а также третичного и четвертичного атома углерода. Наличие данного сигнала в спектре позволяет оценить степень алифатичности керогена. Наиболее высокие концентрации алифатического углерода приходятся на кероген кукурсита с преобладанием метильного углерода в ациклических цепочках. Относительная интенсивность сигнала, отвечающего разнородным алифатическим атомам углерода, практически не меняется при водном пиролизе. Рассматривая спектры керогена II типа, соответствующие Синегорью (образец С-6/9), Макарьеву (М-1/2), Доманику (Д-1/30), можно свидетельствовать в пользу общности спектральной картины их алифатических и ароматических структурных звеньев. После автоклавирования наблюдаются значительные изменения в преобразовании химической структуры керогена в этих образцах, но протекание данных изменений происходит в одном направлении и связано с увеличением концентрации ароматических ядер в геополимере. Это проявляется в увеличении интенсивности сигнала в области 100—160 м. д. Соотношение $C_{\text{алиф}}/C_{\text{аром}}$ в указанных образцах — это М-1/2, С-6/9, Д-1/30 и В-1/5 примерно равно единице. В спектре керогена угля Неченского месторождения, являющегося представителем III типа органического вещества, до термообработки четко выделяются три интенсивных сигнала в области, отвечающей за присутствие ароматических структур. После проведения водного пиролиза породы резко возрастает сигнал при 127 м. д., интенсивность которого составляет более 50 % от интенсивности остальных сигналов.

Возможно, происходит перестройка моно-, бициклических систем в более компактную конденсированную полиароматическую структуру, что одновременно сопровождается ароматизацией ациклических и циклических метиленовых цепей и потерей метильных групп. Тем не менее, соотношение $C_{\text{алиф}}/C_{\text{аром}}$ остающееся меньше единицы после водного термоллиза, изменяется незначительно. Сильные изменения в соотношении алифатических и ароматических групп зафиксированы в керогене II-S типа. Если рассматриваемое соотношение до термообработки составляло 3.9, то после водного термоллиза наблюдаем резкую потерю алифатических звеньев и ароматизацию химической структуры керогена.

В ЯМР спектрах юрских образцов также четко фиксируется сигнал в области 60—90 м. д., отвечающий углероду, соединенному с кислородом простой связью (характерный для первичных/вторичных простых эфиров и спиртов). В кукурсите интенсивность данного сигнала составляет не более 3.2 %. В угле (III тип керогена), диктионеновом сланце (II тип керогена) и доманике (II тип керогена) сигнал в этой области отсутствует, т. е. для данных геополимеров наличие алифатических атомов углерода, соединенных ординарной связью с кислородом не характерно. Для доманика это было рассмотрено ранее [8] и в этой связи была предложена модель химической структуры керогена [6], в которой доминирующими связывающими фрагменты н-алкильных алгаенановых структур являются сложнэфирные связи.

В результате гидротермального эксперимента при 300 °С значительная часть кислорода теряется, и это отражается в элементном составе исследуемых геополимеров и в исчезновении сигнала в спектрах ЯМР ^{13}C , характерного для углерода, связанного с кислородом ординарной связью.

При построении зависимости отношения интенсивностей алифатических групп к ароматическим, полученным по сигналам ЯМР спектров к атомному отношению Н/С мы наблюдаем очевидную связь данных параметров. Полученная закономерность подтверждается высоким показателем коэффициента корреляции ($R = 0.95$). Причем прямую зависимость, выраженную в снижении отношения $C_{\text{алиф}}/C_{\text{аром}}$ при переходе от более высоких значений Н/С к низким, фиксируем не только до, но и после проведения эксперимента.

Результаты проведенного исследования свидетельствуют, что достигнутые в эксперименте стадии катагенетического преобразования органического вещества, соответствующие переходу от стадии ПК_{2-3} к стадии МК_{1-2} вызывают изменения структуры керогена, что отражается в значительных изменениях в спектрах ^{13}C ЯМР. Здесь четко фиксируется ароматизация структуры органического вещества, снижение его алифатичности. Структура ароматических ядер претерпевает в эксперименте существенные изменения, а структура алифатических цепей остаётся более или менее стабильной.

Литература

1. Hoering T. C. Thermal reaction of kerogen with added water, heavy water and pure organic substances // *Org. Geochem.*, 1984. Vol. 5. P. 267—278.
2. Меленевский В. Н., Конторович А. Э., Вуу — Лианг Хуанг, Ларичев А. И., Бульбак Т. А. Аквапиролиз органического вещества рифейского аргиллита // *Геохимия*, 2009. № 5. С. 504—512.
3. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.
4. Orr W. L. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils // In : Leythausen, D., Rullkotter, J. (Eds). *Advances in Organic Geochemistry 1985*. Pergamon Press, Oxford (*Org. Geochem.* , 1986. Vol. 10. Pp. 499—516).
5. Lille U., Heinmaa I., Pehk T. Molecular model of Estonian kukersite kerogen evaluated by ^{13}C MAS NMR spectra // *Fuel*, 82, 2003. Pp. 799 — 804.
6. Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А. Фрагмент химической структуры II и II-S типов керогена верхнеюрских и верхнедевонских отложений Восточно-Европейской платформы // *Геохимия*, 2010. № 5. С. 525—537.
7. Бушнев Д. А., Шанина С. Н. Газы в продуктах пиролиза керогена высокоуглеродистых отложений // *Геохимия*, 2004, № 5. С. 569—573.
8. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Мокеев М. В., Грибанов А. В. Спектры ЯМР ^{13}C керогена углеродистых толщ и его химическая структура // *ДАН*, 2010. Т. 430, № 5. С. 667—670.

СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА И ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

В. В. Еремеев

Геологический институт РАН, Москва

rira@ginras.ru

Стадийность постседиментационных преобразований обуславливает формирование фильтрационно-емкостных свойств пород. Это определяется литостатическим давлением, температурой, химизмом и динамикой флюидов, степенью упаковки, цементацией порового пространства, наличием вторичных минералов, типом флюидопространства — открытые поры, трещины, каверны.

Проведены стадийные исследования керна скважин Обской губы Карского моря, вскрывших мезозойские отложения на глубине от 1000 до 2000 м. Это песчаники и алевролиты фронтальной части дельты, ее периферических частей и междельтовых образований, которые формировались за счет привноса крупными реками обломочного полиминерального и растительного гумусового материала при размыве поднятий, сложенных магматическими и метаморфогенными комплексами. Состав песчано-алевритовых образований меняется от граувакковых аркоз (апт-альб) к собственно аркозам (турон-кампан).

Отложения сеномана Обской губы залегают на глубинах 1000 м. Постседиментационные преобразования под воздействием литостатического давления обусловили образование устойчивого каркаса из соприкасающихся обломков кварца, полевых шпатов и пород. Это конформные структуры со следами растворения. Основные преобразования минерального состава происходили в условиях кислой среды и привели к преобразованию крупных обломков биотита, полевых шпатов, пород, формированию иллитового, каолинитового и хлоритового цемента и растворению кальцита. Кислая среда обуславливалась накоплением в межпоровых растворах углекислоты, источником которой явились продукты преобразования гумусовой органики, содержание которой доходит до 3 % в породе. Указанный набор аутигенных новообразований, заполняющих поровые промежутки, отсутствие в порах аутигенного кварца, наличие открытых пор за счет растворения карбонатов, делает породу легкопроницаемой, проницаемость колеблется в пределах 500—4500 мД, пористость составляет 25—35 %.

Отложения апт-альба разреза Обской губы залегают на глубинах около 2000 м. Значительные глубины и нагрузка вышелегающих толщ благоприятствовали взаимному вдавливанию зерен, развитию процессов растворения и формированию конформных и инкорпорационных структур гравитационной коррозии. Наличие межзерновых пор создавало условия для кристаллизации в них регенера-

ционного кварца, альбита и диккита. Помимо регенерационных процессов, широко распространены процессы избирательной альбитизации обломочных плагиоклазов; развития аутигенных мусковитоподобных слюд, врастающих в регенерационные каемки; замещения терригенного биотита агрегатами мусковита, хлорита, рутила, титаномагнетита. На конформно-регенерационные и инкорпорационные структуры вниз по апт-альбскому разрезу наложены структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза, являющегося индикатором динамотермальной активности. Это соответствует зоне глубокого катагенеза — начала метагенеза. Возникновение структур связано с импульсами термальной активности свыше 200—300 °С. В результате нарастания литостатических давлений и температур создаются скопления вторичных карбонатов, тяготеющих к сутурным швам или границам между минеральными частицами.

Отложения апт-альбского комплекса характеризуются низкими значениями пористости и проницаемости. При этом открытая пористость в верхах разреза составляет 20—12 %, ниже по разрезу 10—4 %. Проницаемость крайне низкая 17—6 мД. Значения фильтрационно-емкостных свойств обусловлены более значительными глубинами погружения и возросшей гравитационной нагрузкой, появлением мозаичных структур и заполнением пор аутигенными кварцем, альбитом, диккитом и вдавленными обломками пород.

Изучение литогенеза мезозойской толщи Обской губы показано, что интенсивность минерально-структурных изменений усиливается вниз по разрезу и ведет к резкому снижению и потере фильтрационно-емкостных свойств. При этом на глубинно-катагенетические преобразования накладывает воздействие локальных источников тепла, происходят высокотемпературные наложенные изменения, что также снижало фильтрационно-емкостные свойства. Приток флюидов из фундамента, обусловленный инверсионно-тектоническими перестройками в пределах Западной Сибири, приводит к созданию зон коррозионной децементации. Существует единый механизм, влияющий на процессы литогенеза и формирование фильтрационно-емкостных свойств пород. Эти процессы отражают этапы геологических событий в пределах чехла севера Западной Сибири и преобразований до стадии начала метаморфизма, которые были обусловлены воздействием источником тепла зоны Карского моря.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОНКРЕЦИИ, НОВООБРАЗОВАНИЯ В НИХ) КАК ИНДИКАТОРЫ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

П. В. Зарицкий

Геолого-географический факультет Харьковского национального университета, Харьков;
methodgeo@univer.kharkov.ua

*Точное, детальное изучение
конкреций дает надежду
на получение интересных
и неожиданных результатов.
(Г. Сорби, 1908)*

Если углубиться немного в историю развития материальной культуры человечества, то можно сказать вполне определенно, что милые моему сердцу конкреции стали объектом внимания и использования человеком задолго до появления научных представлений или работ о них. Прав поэт: «*Не пещ, не северный олень, не кошка и не конь был первым приручен кремень, а вслед за ним огонь*» [7]. Начиная с палеолита, когда для изготовления орудий труда и оружия использовался кремень (а это кремнистые конкреции), различные по составу минеральные стяжения находят самое массовое применение в качестве полезных ископаемых.

В более позднее время именно сидеритовые и бурожелезняковые (конкреционные по своей природе) руды явились первым сырьем для получения железа. Начался железный век! Не только в древние, но и в средние века и позже в Европе железо выплавлялось исключительно из озерно-болотных бобовых руд.

И в то же время, хотя конкреции, как особая группа природных тел, были выделены еще в XVIII веке. До начала XIX столетия, до оформления геологии как науки, они, к сожалению, не пользовались достаточным вниманием исследователей. Их рассматривали как непонятную «игру природы» и то мимоходом. Но со второй половины XIX столетия интерес к ним постепенно возрос, начали складываться близкие к современным представления об их природе, происхождении, было выявлено широкое распространение и важное практическое значение многих групп конкреций как полезных ископаемых [3, 5, 7, 10].

Итак, роль конкреций в жизни современного и будущего человеческого общества как важного источника многих полезных ископаемых велика. Но имеется и другая, не менее важная сторона проблемы: значение изучения конкреций — для решения общегеологических и специальных вопросов, как научных, так и прикладных.

В последние несколько десятков лет, начиная с 1950-х гг., выяснилось, особенно в СССР, многостороннее значение конкреций как важнейших признаков фациальных условий образования вмещающих их пород, стадийности литогенеза, генетического и поискового признака многих полезные ископаемых, нового коррелятивного признака и др. В

Советском Союзе была разработана специальная методика изучения и использования конкреций — **конкреционный анализ**.

Наша литологическая наука занимает ведущее место в изучении конкреций, но необходимо отметить также резкое увеличение внимания к ним и за рубежом, в частности, исследовательские работы по изучению железомарганцевых конкреций в океанах и ряда других групп конкреций, имеющих значение как новый источник минерального сырья. Особо следует подчеркнуть, что результаты применения конкреционного анализа тем значительнее, чем детальнее и всестороннее изучаются различные типы и группы конкреций и конкреционные комплексы с учетом не только их вещественного состава, но и широкого спектра геологических, литологических и геохимических особенностей конкреций и вмещающих их пород.

В последние десятилетия выясняется также роль изучения конкреций (метаконкреций) и применения конкреционного анализа не только к осадочным, но и к метаморфическим породам, что актуально в связи с интенсивным развитием осадочной геологии и литологии докембрия и с вовлечением в опосредованное метаморфических толщ, а также для палеогеографических реконструкций дофанерозойского этапа развития земной коры, составляющего 7/8 геологической истории Земли. Для построения теории развития земной коры и эволюции экзогенных процессов на Земле (а, следовательно, состава атмо- и гидросферы, роли биосферы) нельзя ограничиваться только изучением осадочной оболочки Земли — стратисферы, надо также изучать и метаосадочные породы — «былые биосферы», по В. И. Вернадскому. В СССР впервые в истории геологической науки за период с 1970 по 1986 г. проведены пять Всесоюзных научных конференций по конкреционной проблематике.

Первая конференция (Ленинград, 1970) была посвящена подведению итогов изучения и использования конкреций в осадочных породах, осадках, почвах, корях выветривания, а также определению основных направлений их дальнейшего изучения, разработки и совершенствования методики конкреционного анализа, расширению сферы его применения.

Вторая конференция (Харьков, 1973) была первой тематической конференцией («Конкреции и конкреционный анализ угленосных формаций»). Дело в том, что конкреционный анализ возник в СССР именно при изучении угленосных формаций Донецкого, Печорского и некоторых других угольных бассейнов. Однако на конференции много внимания

уделялось конкрециям и в других осадочных формациях Украины, а также и общим вопросам конкрециеобразования, методике изучения конкреций [13].

Третья конференция (Ленинград, 1976) — «Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций». Уже одно ее название говорит само за себя.

Четвертая конференция (Тюмень, 1983) — «Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций». Известно, какую роль играют нефть и газ в современном мире. Вот почему важно было показать применимость конкреционного анализа и к решению проблем нефтегазовой геологии.

Пятая конференция (Ленинград, 1986) — «Конкреции и конкреционный анализ докембрия» [7, 12].

Приоритет советской геологической науки в области изучения конкреций, в разработке и внедрении конкреционного анализа в геологические исследования и практику геологоразведочных работ признается за рубежом. Еще в 1979 г. на IX Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона в США нами было выдвинуто и обосновано положение о зарождении и становлении учения о конкрециях — **конкрециологии** и методики конкреционного анализа (отличительные особенности их подробно охарактеризованы нами [1, 3, 5—10, 12—15]), положительно встреченное делегатами конгресса и вошедшее в его материалы [4, 14].

Изучение ископаемых и современных конкреций показало, что конкреции образуются на всех стадиях литогенеза и преобразования осадочной породы — в седиментогенезе, диагенезе, катагенезе, метагенезе, метаморфизме и гипергенном эпигенезе [5, 9, 10, 12].

Седиментогенные конкреции образуются путем непосредственного осаждения конкрециеобразователя из наддонной воды вследствие возникновения активных геохимических контактов на поверхности раздела вода/дно, вода/взвесь и дифференциальных центров роста на этих контактах.

Диагенетические конкреции образуются в верхнем слое обводненного осадка из компонентов илового раствора путем осаждения вокруг системы центров с последующим отбором и ростом. Они характеризуются: наличием компонентов бокового осадка (породы); огибанием сверху и снизу слоями вмещающей породы; сохранением в ряде случаев внутри тел конкреций первичных текстур осадка и органических остатков лучшей, чем в породе сохранности; залеганием конкреционных тел и горизонтов согласно напластованию пород и другими признаками связи с первичными фациальными особенностями вмещающего осадка. В стадии диагенеза наиболее четко выделяются две подстадии — раннего и позднего диагенеза. Основные их признаки наглядно проявляются в подстадиях конкрециеобразования. Ранний диагенез характеризуется интенсивным конкрециеобразованием, в среде осадка на глубине первых дециметров — первых метров под поверхностью осадка, разнообразием (в соответствии с фациальными особенностями) химико-минерального состава [3, 5—10, 12—15]. «Созреванию» иловых растворов в раннем диагенезе способствует энергичное биохимическое разложение органичес-

кого вещества, а интенсивное перераспределение конкрециеобразующего вещества обуславливается высокой обводненностью и проницаемостью осадка для диффузии. К позднему диагенезу интенсивность минерало- и конкрециеобразования и перераспределения вещества в осадках существенно снижается, но не затухает совсем. Доказательством этого положения является обоснованное нами познедиагенетическое происхождение минеральных новообразований в контракционных трещинах раннедиагенетических карбонатных конкреций — септарий [2, 11]; известковых конкреций с текстурой конус в конусе [1]; кремнистых конкреций в угольных пластах [5, 7], время образования которых дискутировалось уже не один десяток лет. Так, одни авторы полагали, что кремнезем в торфяники заносится реками (Залеский, 1914; Логвиненко, 1953) или даже ветром (Ferrari, 1948; Stach, 1949) или водой (Mackowsky, 1947; Рцбе-Oltmans, 1962) в форме кварцевого песка, т.е. не рассматривали их вовсе как образования аутигенные. Другие, напротив, рассматривали их как «эпигенетические в отношении угля» (Фукс, Зайцева, 1941), или как результат «окварцевания угля» (Малицин, 1963) [7]. Формирование крупных карбонатных конкреций с фунтиковой текстурой, равно как и минералов Ca, Pb, Zn, Cu, Ni, Ba, Si в септарных трещинах могло происходить только при достаточной еще обводненности осадка и проницаемости его для диффузных токов вещества, что определенно свидетельствует об их диагенетическом, но познедиагенетическом, а не катагенетическом, происхождении.

Катагенетические конкреции еще более редки, чем познедиагенетические. Их образование связано с деятельностью подземных вод. От предыдущих групп они отличаются отсутствием какой-либо связи с первичными текстурами и фациями осадков (пород) и признаками связи с катагенетическими геохимическими контактами и барьерами, катагенетической и даже тектонической трещиноватостью. Часто они пересекают уровни первоначально напластования, поскольку их формирование контролировалось обычно уровнем подземных вод.

Гипергенные конкреции возникают при выветривании и других гипергенных преобразованиях ранее сформировавшихся пород. Некоторые из них образуются при воздействии факторов гипергенеза на ранее образовавшиеся конкреции. что сопровождается существенным изменением химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, морфологии, и условий залегания последних.

Для литофациального анализа, палеогеографических реконструкций, стратиграфического расчленения и корреляции разрезов осадочных толщ и для многих других целей **наибольшее значение (кстати, и наибольшее распространение) имеют раннедиагенетические конкреции, залегающие in situ**, а не конкреции переотложенные (аллоконкреции) или остаточные (перлювиальные). Химико-минеральный состав и структурно-текстурные особенности таких конкреций практически не изменяются в позднем диагенезе, катагенезе и даже в метагенезе, что и позволяет использовать их для восстановления условий осад-

конакопления и геохимической обстановки диагенеза вмещающих их отложений. Таким образом, будучи порождением раннего диагенеза, основные черты которого закладываются («программируются») еще в седиментогенезе, они проходят без существенного изменения через весь литогенез и даже метагенез, сохраняя информацию о раннем диагенезе. В этом же огромное преимущество и непреходящее значение диагенетических конкреций перед аутигенными минералами (в том числе и диагенетическими) цемента пород, которые могут изменяться в течение всего периода литогенеза и позже.

Опыт нашей работы показывает, что анализ и учет стадийности конкрециеобразования, ее соотношения со стадийностью литогенеза являются необходимыми условиями эффективного применения конкреционного анализа в научных и практических целях, при решении общегеологических и специальных литологических проблем.

Литература

1. Зарицкий П. В. К вопросу о времени образования конкреций с текстурой конуса в конусе // Докл. АН СССР, 1963. Т. 151. №1. С. 189—192.
2. Зарицкий П. В. О генезисе минералов в конкрециях—сейтариях и возможном использования их как поискового признака рудных тел. // Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1969. Ч. 98. Вып. 2. С. 108—113.
3. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Вища школа. Ч. I, 1970. 224 с. Ч. II, 1971. 176 с.
4. Зарицкий П. В. IX Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона // Геол. журнал, 1980. Т. 40. № 3. С. 154—156.
5. Зарицкий П. В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Вища школа, 1985. 177 с.
6. Зарицкий П. В. Конкреционный анализ и его значение при решении проблем угольной геологии и литологии // First Intern. Sympos. Tectonics Metallogeny of Diwa regions. Chanshai (China) 1988. P. 148—150 (на русск., англ. и китайск. яз.).
7. Зарицкий П. В. Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа: Учеб. пособие. Харьков: Харьк. гос. ун-т, 1991. 112 с.
8. Зарицкий П. В. Стадійність та еволюція аутигенного мінералоутворення у вугленосних формаціях (на прикладі Донецького басейну) // Мінералог. зб. Львівськ. нац. ун-ту, 2000. № 50. Вип. 2. Проблеми генетичної мінералогії. С. 44—54.
9. Зарицкий П. В. Изучение аутигенной минерализации (особенно конкреций) осадочных пород и его значение для решения общегеологических и литологических вопросов // Минерал. журн., 2001. Т. 23. № 4. С. 67—72.
10. Зарицкий П. В. Новое литолого-геохимическое направление изучения осадочных пород: учение о конкрециях — конкрециология и конкреционный анализ и отображение его в учебном процессе // Матер. міжнар. наук.-практ. конф. «Регіон-2003: стратегія оптимального розвитку». Харків, 2003. С. 410—411.
11. Зарицкий П. В. Минеральные новообразования в конкрециях — сейтариях как возможные генетические и поисковые признаки полиметаллических рудных тел // Металлогения древних и современных океанов — 2009. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 2009. С. 25—27.
12. Зарицкий П. В., Македонов А. В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Междунар. геол. конгресс. М., 1984. Т. 2. С. 239—241.
13. Конкреции и конкреционный анализ / Отв. ред. П. В. Зарицкий // Матер. Второй Всесоюз. конф. (Харьков, 1973). М.: Наука, 1977. 246 с.
14. Zariitsky P. V. Concretion and significance of their studying for solving of coal geology and lithology problems // The Cyclotheme. IX Congress: Daily Bulletin — Urbana (USA), 1979. P. 30—33.
15. Zariitsky P. V. Concretiology as a new branch of the sedimentary rocks studying // 13th Intern. Sedimentological Congr. Nottingham (England). 1990. P. 53—57.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ — ГЛАВНЫЕ ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ БЛИЖНЕГО СНОСА

Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный
nnzinchuk@rambler.ru

На древних алмазоносных платформах мира (Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской, Северо-Американской и др.) широким развитием пользуются разновозрастные коры выветривания на различных породах. Так, например, в основных алмазоносных районах Сибирской платформы (Мало-Ботуобинском, Далдыно-Алакитском, Средне-Мархинском и др.) широко развиты коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, образованиях трапповой формации (долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел), туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. Благоприятные палеогеографические условия для формирования и сохранности мощных кор выветривания существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. В структурном плане древние коры выветривания здесь приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала кор выветривания, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования.

Наиболее наглядно это можно отметить на примере средне-позднетриасовых кор выветривания, широко развитых и изученных нами в пределах Мало-Ботуобинского алмазоносного района, где в указанное время структуры формировались в двух различных структурно-фациальных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских кор выветривания. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба, являвшегося на протяжении длительного времени (норий — ранний лейас) денудационной и только в плинсбахе — денудационно-аккумулятивной поверхностью. Наиболее интенсивное корообразование здесь происходило в полосе шириной примерно до 30 км вдоль бортики прогиба. Довольно мощные и интенсивно химически переработанные коры выветривания сохранились здесь на терригенно-карбонатных породах, образованиях трапповой формации и кимберлитах. Вторая структурно-фациальная зона — юго-восточная область района, совпадающая с центральной частью Ангаро-Вилуйского прогиба, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. В процессе корообразования разрушенный материал пород профилей выветривания и их субстрата сносился в пониженные участки центральной час-

ти прогиба. Синхронность этих процессов подчёркивается отсутствием кор выветривания под глинистыми осадками иреляхской свиты мощностью до 60 м, сохранившимися от размыва в мелких депрессиях. В ряде случаев денудация элювиальных толщ, сформировавшихся на рассматриваемых породах, также происходила в одно и то же время. Поэтому в отдельные участки аккумулятивных бассейнов, за счёт размыва и переотложения продуктов выветривания различных пород, поступал весьма неоднородный материал, характеризующийся для каждого определённого типа элювия специфическими типоморфными особенностями как первичных, так и вторичных минералов. В ряде случаев типоморфными являются также некоторые парагенетические ассоциации этих минералов.

В легкой фракции продуктов коры выветривания *на терригенно-карбонатных породах* отмечены повышенные концентрации полуокатанных и окатанных зёрен кварца и халцедона, а также угловатых обломков опала. Здесь отмечено повышенное, по сравнению с другими выветрелыми толщами, содержание кислых плагиоклазов (альбита и олигоклаза) и санидина, которые в верхних горизонтах разрезов чаще всего регенерированы и изменены. Зёрна плагиоклазов обычно имеют неправильную форму со сглаженными углами. Слабо выветрелым терригенно-карбонатным породам свойственно также присутствие вторичных сульфатных минералов — алюминита, паралюминита, базалюминита и ярозита. Для *тяжёлой фракции* довольно характерны полуокатанные и окатанные зёрна апатита, альмандина, турмалина, циркона, эпидота, а также повышенные концентрации пирита, сидерита, барита и ярозита. В этих разрезах отмечены также единичные пластинчатые обломки хлоритоида, брусита, муассanita, не встречающиеся в элювиальных толщах других типов. Присутствующий в терригенно-карбонатных породах триоктаэдрический (в основном раннекагенетический) тонкодисперсный хлорит, образующий цемент в породах и возникший при низких *p-T* среды, быстро разлагается в зоне гипергенеза. Поэтому *пелитоморфные* продукты выветривания этих пород представлены практически полностью диоктаэдрическими минералами. На самой ранней стадии выветривания это первичные минералы (гидрослюда и монтмориллонит-гидрослюдистая смешаннослойная фаза), а на более поздних стадиях и вторичные минералы (в частности, каолинит). Особенностью глинистой составляющей коры выветривания на терригенно-карбонатных породах следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$ с Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях. Весьма характер-

ным минералом в элювии этого типа является также монтмориллонит-гидроslюдистое смешанно-слоистое образование, специфической особенностью которого, наряду с преобладанием в нижних частях профилей коры выветривания (по отношению к гидроslюде $2M_1$), считается тенденция к упорядоченному чередованию пакетов, унаследованная от предыдущего этапа интенсивного катагенетического преобразования исходных нижнепалеозойских пород. Тип чередующихся в структуре смешанно-слоистой фазы пакетов также следует рассматривать как типоморфный признак специфической неоднородности строения изучаемого объекта. В частности, одна из важных особенностей пакетов в структуре этой смешанно-слоистой фазы — их диоктаэдричность. Однако присутствие одного политипа $1M$ (без $2M_1$) в продуктах выветривания этих пород не может быть однозначным типоморфным признаком, так как он присущ и элювию кимберлитов. Для зрелых продуктов коры выветривания на терригенно-карбонатных породах характерен также каолинит с полубеспорядочной структурой. Каолинит образуется за счёт относительного увеличения в верхних частях профилей Al , а отдельная его часть за счёт деструкции монтмориллонит-гидроslюдистой смешанно-слоистой фазы, количество которой за счёт этого уменьшается к верхним горизонтам коры выветривания, а гидроslюда $2M_1$ остаётся при этом относительно стабильной.

Характерными минералами легкой фракции выветрелых пород *трапповой формации* (туфов, туфобрекчий, туфогенных образований и долеритов) являются в разной степени изменённые плагиоклазы (от андезина до битовнита) и гейландит. Вверх по разрезам в породах обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. В слабо изменённых зёрнах плагиоклазов довольно часто наблюдаются полисинтетические двойники. Гейландит в породах представлен мелкими угловатыми пластинчатыми обломками неправильной формы. Довольно характерными для коры выветривания туфов и туфогенных образований можно считать также выделения аллофана. Типоморфным минералом *тяжёлой фракции* пород трапповой формации является ильменит, отмеченный в профилях коры выветривания в виде толстотаблитчатых и пластинчатых кристаллов с хорошо развитыми гранями и угловатыми обломками с реликтами огранки. В корах выветривания туфов и туфогенных пород зёрна ильменита встречаются преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже — остроугольные обломки. Довольно характерна для выветрелых пород трапповой формации значительная концентрация амфиболов, моноклинных пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. В отличие от терригенно-карбонатных отложений в породах трапповой формации первичные диоктаэдрические слоистые силикаты отсутствуют и главнейшим исходным слоистым минералом здесь является биотит, т. е. крупночешуйчатый триоктаэдрический минерал, образующийся при высоких

p - T параметрах среды. Это и иная кристаллохимическая природа биотита определяет его отличающийся от низкотемпературного хлорита характер изменения. Процесс изменения этого минерала связан прежде всего не с полным разложением, а со стадийной трансформацией, сопровождающейся возникновением вторичных слоистых силикатов. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях коры выветривания долеритов является сохранение $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита до тех пор, пока в породах фиксируется собственно вермикулит. Ди-триоктаэдрический тип такого монтмориллонита одновременно с парагенетической ассоциацией его с вермикулитом является надёжным типоморфным признаком продуктов выветрелых толщ туфогенных образований. Наиболее характерными слоистыми силикатами являются также вермикулит и низкотемпературный хлорит, который быстро разлагается по мере нарастания изменения пород. На основе вермикулита здесь, как и в продуктах выветривания долеритов, возникает вначале ассоциация вермикулита и $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, которая в верхних частях профилей переходит в неупорядоченную вермикулит-монтмориллонитовую смешанно-слоистую фазу. Более интенсивное преобразование в процессе выветривания туфогенных образований привело к более раннему, чем в долеритах, образованию каолинита. Последний в этом случае формируется в три стадии: по микроклину, средним плагиоклазам (через стадию их монтмориллонитизации) и по вермикулит-монтмориллонитовому смешанно-слоистому образованию, причём у слоистых фаз перед этим ухудшается степень совершенства структуры. Каолинит в этом случае характеризуется в целом беспорядочным наложением слоёв в структуре и нечеткой псевдогексагональной формой кристаллов, особенно при возникновении его по смешанно-слоистой фазе. Парагенезис такого каолинита с неупорядоченной вермикулит-монтмориллонитовой смешанно-слоистой фазой может служить прямым доказательством и надёжным признаком довольно глубокой стадии выветривания пород трапповой формации.

Для лёгких фракций коры выветривания *кимберлитовых пород* характерно присутствие бледно-оливковых и желтовато-зелёных чешуек флогопита и продуктов его изменения (хлорита и вермикулита), обломков серпентина, а также глинисто-карбонатных агрегатов, состоящих преимущественно из смеси глинистых минералов, кальцита и доломита. В тяжёлой фракции продуктов выветривания кимберлитов доминируют пироп, пикроильменит и хромшпинелиды. В верхних частях профилей выветривания кимберлитов обычно увеличивается количество пироба, корродированного по кубоидному типу. Как в плотных, так и частично выветрелых породах трубок взрыва отмечаются зерна пироба, покрытые келифитовой каймой, являющиеся продуктом реакции минерала с расплавом. Толщина каймы различная — от тонкой, плохо выраженной, до мощной, практически полностью замещающей пироп. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся в

легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, монтмориллонит-гидрослюдистая смешаннослойная фаза и гидрослюда. Судя по значению $b = 0.893$ нм, в октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов содержатся главным образом Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях коры выветривания кимберлитов эта смешаннослойная фаза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры, в лабильных межслоевых промежутках, как и в монтмориллоните, преобладают Mg и Ca. По кристаллохимическим особенностям указанная смешаннослойная фаза рассматриваемого типа кор выветривания существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с иной природой и химизмом исходного материала, за счёт которого в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его деградации. Такие особенности смешаннослойной фазы обуславливают свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюистой структуры. Следует также отметить, что описываемая смешаннослойная фаза характеризуется специфической неоднородностью слагающих её пакетов и является важным типоморфным признаком продуктов выветривания кимберлитов.

Таким образом, сложный многокомпонентный состав исходных пород в древних корях выветривания основных алмазоносных районов Сибирской платформы (за исключением терригенно-карбонатных отложений), содержащий ди- и триоктаэдрические минералы, в структурах которых есть трех- и двухвалентные порообразующие элементы, обусловил замедленное преобразование первичного материала. В результате формирование профилей кор выветривания на различных породах зачастую приостановилось на начальных стадиях. Поэтому возникающие фазы вновь становятся диоктаэдрическими и нередко сохраняют смешанный состав структурных катионов. Поскольку в продуктах выветривания, которые легко размываются и переносятся в ближние бассейны седиментации, преобладает пелитовая составляющая, то важнейшими типоморфными признаками глинистых образований в изученных нами корях выветривания являются: а) повсеместное присутствие диоктаэдрической гидрослюды ($2M_1$) в коре выветривания терригенно-карбонатных пород и её постоянная ассоциация в наиболее зрелых профилях с каолинитом относительно более упорядоченной структуры, чем у каолинита, образовавшегося за счёт других типов пород; б) постоянное наличие в разрезах кор выветривания пород трапповой формации (туфы, туфогенные об-

разования и долериты) наряду с ди- и триоктаэдрическим монтмориллонитом, а также неупорядоченным вермикулит-монтмориллонитовым смешаннослойным образованием, в той или иной мере неупорядоченного каолинита, ассоциирующего в коре выветривания туфогенных пород с галлуазитом (при полном отсутствии в продуктах этого типа выветривания слюдоподобных минералов); в) содержание в коре выветривания кимберлитов совместно с поликатионным монтмориллонитом, значительного количества триоктаэдрического хлорита (пакеты δ и δ'), серпентина (структурные типы A и B) и в различной степени изменённого флогопита, в том числе связанной с ними гидрослюды $1M$. При этом нами установлено, что в изученных корях выветривания смешаннослойным образованиям, в зависимости от природы исходных минералов, за счёт которых они возникли, свойственны как различные виды переслаивания пакетов, так и неодинаковый химический состав в одном и том же типе указанных фаз, что является их важным типоморфным признаком. В частности, вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование развито в породах, в которых отсутствуют минералы слюдоподобного типа, а из трехэтажных разновидностей встречается преимущественно только вермикулит. Соответственно, монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослойные образования приурочены к породам, содержащим минералы трехэтажного типа с К в межслоевых промежутках, т. е. типично слюдистого типа. В одних случаях такие образования связаны с первично содержащимся в терригенно-карбонатных породах монтмориллонитом, а в других — с продуктами последовательной диоктаэдризации флогопита и их дальнейшей деградации. Поскольку верхнепалеозойские и мезозойские отложения описываемого региона претерпели в своём развитии только диагенетические изменения, то продукты перемыва и переотложения различных типов кор выветривания, при их недалёком переносе, успешно можно определять, применяя комплекс современных методов и приёмов литолого-минералогических исследований по вскрываемым горными выработками разрезам. Наиболее эффективно в настоящее время это используется в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе, где оконтуривание ореолов рассеяния переотложенного материала древних кор выветривания кимберлитов приводит к открытию новых диатрем, так как в большинстве случаев эти ореолы являются первичными. Несколько хуже, но также вполне успешно, это применяется при проведении алмазопроисковых работ и в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе, где большинство ореолов рассеяния кимберлитового материала являются вторичными, переотложенными, но не претерпевшими интенсивных катагенетических изменений.

СОВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ ГЕНЕРАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный
nnzinchuk@rambler.ru

Глинистые минералы возникают преимущественно в зоне гипергенеза, т. е. на континентах, в результате физико-химической дифференциации исходных пород с участием органического вещества и бактериальной среды. Согласно данным кластер-анализа [9, 10], по направленности и интенсивности изменения различные петрохимические типы исходных пород подразделяются нами на две группы: ультраосновных-основных и средних-кислых [7, 8].

В платформенных регионах гумидного климата формируются наиболее полные профили выветривания с горизонтами дезинтеграции, выщелачивания, гидролиза, а также латеритного в условиях тропического и субтропического климата, с образованием полуторных оксидов и гидроксидов Fe, Al и Ti, включая гиббсит.

В орогенных областях гумидного климата, а также в аридных и нивальных поясах могут возникать также неполные, а при периодическом нарушении гипергенного режима — сокращённые профили.

В каждом из перечисленных четырёх типов исходных пород мы предлагаем выделять бесслюдистые и слюдистые разности [7, 8]. В горизонте выщелачивания по бесслюдистым меланократовым породам наряду с появлением мелкокристаллического каолинита по темноцветным минералам генерируются первоначально низкозарядные триоктаэдрические смектиты с последующей их диоктаэдризацией, а по лейкократовым одновременно с крупнокристаллическим каолинитом и галлуазитом, синтезируется диоктаэдрический смектит. За счёт изменения слюдистых пород возникают различные высокозарядные смешанослойные образования, в ряде случаев в виде специфических ассоциаций с другими глинистыми минералами. Отсюда следует, что особенности мобилизуемого на суше материала определяются петрохимическим типом пород и степенью дифференциации их, в зависимости от климата.

При отрицательных тектонических движениях территорий с развитой на них корой выветривания, в результате трансгрессии моря и заболачивания местности, сопровождающихся сменой среды с окислительной на восстановительную, каолинит трансформируется *in situ* в бертьерин. Положительные движения приводят к понижению базиса эрозии и переотложению элювиального материала.

Осадочный процесс мы рекомендуем [3, 7] рассматривать отдельно для глинистых отложений и монолитных хомогенных доломитов, и для песчано-алевритовых пород, а также кавернозных органогенных и трещиноватых известняков. Длительное компенсированное прогибание областей осадконакоп-

ления обуславливает накопление мощных осадочных толщ.

В зависимости от степени постседиментационного преобразования, осадочный чехол подразделяется нами на зоны раннего и позднего катагенеза. К наиболее ранним глинистым минералам в осадочном чехле земной коры относятся возникающие на стадии сингенеза слоисто-цепочечные Mg-силикаты, образующие нередко мономинеральные прослои, предшествующие карбонатакопложению. При этом с известняками ассоциирует палыгорскит, а с доломитами — сепиолит. В зоне раннего катагенеза рыхлые глинистые отложения в гидродинамически спокойных пресных водоёмах гумидных поясов после диагенетического уплотнения, что сопровождается преобразованием ячеистых текстур в слоистые, переходят во всё более уплотнённые глины [7]. Однако характерные для зоны гипергенеза ди-разбухающие разновидности минералов с преобладанием лабильных слоёв, являясь типоморфными минералами этой зоны, консервируются, тогда как неустойчивый на различных стадиях переотложения галлуазит подвергается деструкции [3, 7]. В свою очередь, в песчано-алевритовых породах пресноводного типа, наряду с ранними цементами неглинистого типа на относительно ранних этапах формирования рассматриваемой зоны, при условии сохранения окислительной обстановки, образуется вторичный каолинитовый цемент. В то же время, за счёт захоронения в глинистых отложениях обогащённой фемическими элементами среды осолонённых озёр и морских бассейнов, на основе полярно заряженного бейделлита [1] в восстановительной обстановке возникает наиболее ранний слоистый минерал, типа Fe- и Mg-Fe(Fe-Mg)-хлорита [2], дискретно локализующийся в массе аллотигенного материала. Одновременно с этим, синтезирующиеся на стадии сингенеза палыгорскит и сепиолит, по мере погружения содержащих их отложений в пределах зоны раннего катагенеза на все более значительные глубины, преобразуется, соответственно, в смесь Al- и обогащённого Mg смектитов в первом случае и Mg-сапонита во втором. В песчано-алевритовых породах рассматриваемых фациальных условий, за счёт высокой минерализации пластовых вод, уже в верхней части зоны раннего катагенеза в поровом пространстве этих пород кристаллизуются «крустификационные» каёмки хлорита из 2—3 слоёв тонких частиц, образующих сетчатую текстуру. В низах зоны раннего катагенеза с последовательным повышением давления и, особенно, температуры, на свободных центральных участках пор начинается кристаллизация мелких тонких пластинок удлинённого габитуса монтмориллонит-гидрослюдистых сме-

шанослойных образований с подчинённым содержанием лабильных слоёв. Непосредственная связь трансформации аллотигенных и образования аутигенных минералов с фациальными условиями накопления осадков показывает, что в этой зоне вторым из трёх главнейших факторов общего осадочного процесса [7] является гидрохимический характер среды осадконакопления.

Резкое повышение на границе раннего и позднего катагенеза геостатического давления и, особенно, температуры приводит к дальнейшей консолидации глинистых отложений и перехода их в аргиллиты, а песчано-алевритовых пород в сильно сцементированные алевролиты и песчаники. Соответственно, смектиты и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования с преобладанием разбухающих слоёв аградируют до разновидностей с их подчинённым содержанием. Граница между этими зонами располагается в отдельных районах на различной глубине, поднимаясь в наиболее древних толщах и опускаясь в относительно молодых, с учётом в обоих случаях величины геотермического градиента. В аргиллитах, генетически связанных с пресными водоёмами, каолинит на границе апокатагенеза становится неустойчивым, перекристаллизовываясь в минерал со слюдистой структурой, что сопровождается общим увеличением размера его частиц, по мере погружения отложений в наиболее нижние части зоны позднего катагенеза. В песчано-алевритовых отложениях пресных водоёмов, унаследованность среды наблюдается лишь в условиях первичного характера гидросистемы. Важной особенностью аградации в глинистых отложениях зоны позднего катагенеза вулканического материала является сохранение в структуре 2:1 минералов аномально высокого количества лабильных слоёв, чем в продуктах аградации первично деградированных в зоне гипергенеза слюдистых минералов [7]. Продукты трансформации палыгорскита и сепиолита стабилизируются в этой зоне, соответственно, в виде хлорит- и тальк-сапонитов, вплоть до упорядоченных в отдельных случаях их разновидностей. В алевролитах и песчаниках этого фациального типа пород происходит рекристаллизация ранее возникших тонких и мелких частиц в типоморфную для проницаемых пород зоны позднего катагенеза удлинённопластинчатую гидрослюду, также ассоциирующую с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями с преобладанием неразбухающих слоёв. На стадии метагенеза, приуроченной к орогенным областям, ди-минералы преобразуются в серицит, а триоктаэдрические в более магнезиальный хлорит. Всё это свидетельствует, что в зоне позднего катагенеза и метагенеза термодинамические параметры среды становятся важнейшим третьим фактором, определяющим особенности глинистых минералов в осадочном чехле земной коры.

Учитывая большое разнообразие ландшафтно-фациальных условий накопления осадочных толщ, при геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов важное значение приобретает более высокая классификационная организация минеральных объектов на уровне объеди-

нения их, с учётом климатических и тектонических признаков, в виде литологических формаций [4—6].

В связи с генерацией максимального объёма элювиальных продуктов в пределах гумидных поясов, за счёт их переотложения формируются мощные толщи терригенных формаций, подразделяемых нами на платформенные с переотложением верхних — каолинит-гиббситовых горизонтов наиболее полных профилей выветривания, и геосинклинальные субформации — при более интенсивной денудации, в основном, неполных профилей бесплодных, либо слюдистых пород с генерацией соответствующих им разбухающих минералов.

Широкое распространение имеют также терригенно-карбонатные и карбонатные формации. В первых карбонатные прослои могут либо переслаиваться с собственно терригенным материалом, либо карбонаты содержатся в последнем в виде рассеянной примеси. К собственно карбонатным формациям относятся известняки и доломиты, относящиеся, соответственно, к гумидным и аридным условиям осадконакопления с сингенетичными прослоями палыгорскита и сепиолита, возникающими на стадии предкарбонатонакопления.

Важное значение имеет также выделение в осадочных толщах вулканогенных формаций, особенно в древних отложениях с бедными фаунистическими остатками, по меньшей способности связанных с гиалокластикой низкозарядных смектитов фиксировать К, по сравнению с деградированными слюдами.

Кроме того, чёткий идиоморфизм кристаллов «сарошпатокита» позволяет надёжно идентифицировать отложения галогенных формаций.

Использование изложенной выше концепции может способствовать более объективной реконструкции палеогеографических условий осадконакопления, расчленению и корреляции разрезов, а также решению ряда вопросов поисков и разведки различных полезных ископаемых. Так, основываясь на данных формационного анализа и широком использовании типоморфизма минералов, кристаллохимические и морфолого-генетические особенности их в процессе палеогеографических реконструкций позволяют надёжно выделять по присутствию в осадочных толщах только диоктаэдрических разновидностей различные ландшафтно-фациальные комплексы отложений пресных водоёмов, т. е. существенно континентального типа. В то же время, при наличии в отложениях триоктаэдрических минералов они относятся к специфическим фациям либо внутриконтинентальных осолонённых озёр, либо, в более широком плане, к накоплению осадков морских бассейнов, включая акваторию Мирового океана. Важное значение имеет также расчленение осадочного чехла земной коры на зону раннего катагенеза, характеризующуюся вместе с зоной гипергенеза содержанием в них 2:1 минералов с преобладанием разбухающих слоёв, и зону позднего катагенеза, в отложениях которой 2:1 минералы сохраняют лишь подчинённое количество лабильных слоёв. В свою очередь, развитие наиболее раннего из глинистых цементов в виде только «крустификационных» каёмок обеспечивает

возможность накопления в поровом пространстве песчано-алевритовых пород углеводородов ещё до полного заполнения его более поздним слюдястым цементом в виде удлинённопластинчатой гидрослюды [7]. Соответственно, по присутствию в осадочных толщах реликтов типоморфных для зоны гипергенеза минералов могут быть надёжно идентифицированы источники накопления определённых типов россыпных месторождений.

Литература

1. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

2. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. — М.: Наука, 1991. 176 с.

3. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И. Глинистые минералы и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.

4. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогенеза // Геол. и геофизика, 2008. Т. 49. № 9. С. 965—977.

5. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Накопление и преобразование глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Гумидный литогенез // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2010. № 3. С. 15—24.

6. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Накопление и преобразование глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Аридный литогенез // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2010. №4. С. 15—22.

7. Котельников Д. Д., Колюхов А. И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

8. Котельников Д. Д., Домбровская Ж. В., Зинчук Н. Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического состава // Литол. и полез. ископаемые, 1995. № 6. С. 594—601.

9. Хитров В. Г., Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Статья 1. Основы метода. Магматические породы // Бюл. МОИП. Отд. геологии, 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 78—87.

10. Хитров В. Г., Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Статья 2. Коры выветривания. Метаморфические и осадочные породы // Бюл. МОИП. Отд. геологии, 2004. Т. 79. Вып. 1. С. 65—74.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ

В. А. Кошелева¹, Э. И. Сергеева²

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург; *vkosheleva@bk.ru*

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Вспомним. Седиментогенез (лат. *sedimentum* — оседание и ... *генез*) — природные процессы, приводящие к образованию осадков на дне различных акваторий. Понятие «седиментогенез», как начальной стадии литогенеза введено Н. М. Страховым (1953). Он различал в нём три этапа: 1) мобилизация исходного вещества в *коре выветривания*, 2) перенос вещества и осадкообразование на водосборных площадях и 3) осадкообразование в конечных водоёмах стока. Седиментогенез сменяется диагенезом. Н. Б. Вассоевич (1957 и др.) исключают первый этап из седиментогенеза, связывая его с гипергенезом в области денудации, где происходит разрушение пород. Часто геологи ограничивают стадию «седиментогенеза» лишь третьим этапом. Останемся на характеристике особенностей последнего этапа седиментогенеза.

Изучение седиментогенеза на шельфе Арктических морей России является в настоящее время не только одним из традиционных направлений в литологии, но и, по некоторым параметрам, новым, в свете решения различных экологических и инженерно-геологических проблем [1—6]. *Факторами, определяющими седиментогенез, являются: экзогенные и эндогенные процессы; время и наложенные процессы.*

Собственно осадок, формирующийся на дне акватории, является, практически всегда, *полигенным*. В его составе принимают участие различные источники. *Более или менее одновременное поступление осадочного материала из различных источников, различными путями, нами определяются, как экзогенные процессы.* Таковыми являются: поступление взвешенного и растворённого материала с речным сносом; от размыва берегов; от абрадируемых подводных участков на дне акваторий; принос материала постоянными и эпизодическими течениями и волнением; аэрозольный принос и, в российском регионе, ледовый разнос; растительный и биогенный материал. Часто, при анализе состава осадочного объекта, можно, применительно к конкретному временному срезу, количественно оценить влияние того или иного фактора на его состав [3]. *По сути, экзогенные процессы определяют осадконакопление.*

Процессы, участвующие в накоплении и формировании осадочного плаща, всегда взаимосвязаны и комплексны. Наряду с непосредственным накоплением осадочного материала, происходящим вследствие экзогенных процессов, обусловленных различными источниками вещества, гидро- и литодинамикой акватории; в то же время в самом осадке происходят различные процессы (*эндогенные*), обусловленные особенностями его состава, прежде всего, минерального и химического, а также физико-механическими свойствами.

Эндогенные процессы, в основном, принимают непосредственное участие в осадкоформировании. Эндогенные процессы сопровождаются коррозией и растворением одних минералов и образованием новых — аутигенных; разложением биогенного материала, будь то водоросли или организмы и образованием плёнок, сгустков или капелек органического вещества в основной массе осадка, представленного, как правило, глинисто-слюдистыми минералами с мельчайшими зёрнышками кварца, полевых шпатов и пирита. (По результатам изучения >1000 шлифов из осадков арктических морей России). По глинистым чешуйкам в осадке часто развиваются аутигенные лейсты гидрослюды; происходит перекристаллизация глинистого вещества, по которому, к тому же, иногда развиваются лимонит-гематитовые или пирит-марказитовые псевдоморфозы (как и по отдельным минеральным или органическим формам). Коррозия и растворение кварца и кремнистых раковин диатомовых водорослей практически всегда в осадке сопровождается образованием микростяжений кремня, изредка — шестоватых иголочек кварца. В осадке, как правило, происходит растворение арагонита и кальцита, как биогенного, так и терригенного, с последующим образованием аутигенных ромбоэдрических кристаллов кальцита или пелитоморфного карбонатного материала, заполняющего отдельные пустоты, образованные вследствие растворения того или иного минерала или раковинного детрита в основной массе осадка. Таблитчатые неправильные зёрна полевых шпатов часто в осадке несут следы выщелачивания, изредка — полного и замещения глинисто-слюдистым материалом. Поверхность зёрен полевых шпатов часто покрыта «рубашкой» каолинита — продукта их разрушения. По полевым шпатам часто развиваются альбит, реже (при более высоких температурах) — серицит. В мелководных глинистых осадках, в восстановительной среде встречаются округлые жёлтые псевдоморфозы сидерита по микрофауне (фораминиферам) [2, 3].

Временной фактор также имеет огромное значение при седиментогенезе. Накопление и формирование осадка часто происходит в течение довольно длительного времени, за исключением оползней, мутьевых потоков, селей и т.д., при частом изменении значимости тех или иных источников. *Практически всегда экзогенные и эндогенные процессы в осадке осложнены неоднократными временными перерывами; перемывами и переотложениями вещества, постоянным дополнительным поступлением разнообразного осадочного материала из тех же первичных источников, которые участвовали изначально в процессах седиментогенеза.*

Наложённые процессы также оказывают значительное влияние на формирование осадков. Их

можно разделить на два типа: природные и искусственные. *Наложённые природные процессы* обусловлены *наложенными экстремальными, необычными природными явлениями*, проявляющимися в литосфере (неотектонические подвижки, климатические изменения, извержение вулканов и т. д.). В гидросфере, таковыми надранговыми процессами могут быть сгонно-нагонные волнения, речная эрозия, дрейф льдов и т. д. Неожиданно сильные штормы, ветры, метели, заморозки и другие аналогичные факторы обуславливают атмосферные наложенные процессы [2, 3]. *Все наложенные природные процессы приводят к изменению обычного течения процессов накопления осадков, к изменению условий их формирования и их состава.*

Наложённые техногенные или искусственные процессы обусловлены поступлением в осадки различных поллютантов [6, 7]. Они также влияют на процессы седиментогенеза, изменяя не только состав осадков, но и их свойства (например, покрывая нефтяной плёнкой зернистую составляющую осадка или пропитывая его глинисто-алевритовую основу). Источниками техногенных загрязнений являются промышленные дымки и стоки, кислотные дожди, поставляющие в осадки тяжёлые металлы: Pb, Ni, Cu, Co, V, Zn, Cd, Hg; сульфаты, Br, As; стоки синтетических поверхностно-активных веществ (СПАВ); флотореагенты (вещества, используемые для очищения воды от различных поллютантов); отравляющие и радиоактивные вещества; строительный материал, стоки целлюлозно-бумажных комбинатов; сельскохозяйственные ядохимикаты; бытовые отходы городов; различные металлические конструкции и полимеры. Часто техногенное воздействие на конкретный осадок носит комплексный характер [1, 6, 7]. Так, поступление отравляющих веществ из размываемого саркофага, каких много на дне Баренцева, Карского и Белого морей; сброс нефтепродуктов или угля с проходящего корабля; принос течениями радиоактивных веществ с заводов; аэрозольное поступление тяжёлых металлов; бытовые стоки и тому подобное — способны значительно повлиять на характеристику осадков. Напри-

мер, в районе пос. Тамбей в Обской губе загрязнённые участки, по различным параметрам (тяжёлым металлам, СПАВ и нефтеуглеводородам) приурочены к одним и тем же площадям. Причём, не одним, а несколькими. Комплексное присутствие поллютантов в морских осадках (и средах) резко увеличивает их токсичность [4, 5]. *Поступление различных поллютантов в осадок является наложенным процессом.*

На сегодня в седиментологии, наряду с классическим изучением осадков и природных процессов, происходит активное формирование новых направлений или развитие старых, прежде всего, экологических и инженерно-геологических. Это вызвано постоянной потребностью в проведении новых различных комплексных научных и производственных работ — будь то бурение с нефтедобывающих платформ, когда возникает необходимость не только в экологическом мониторинге района, но и в решении проблемы просадки грунта, при эксплуатации платформы; проведение различных продуктопроводов по дну акваторий и т. д.

Литература

1. Карлин Л. Н., Абрамов В. М. Управление экологическими рисками. СПб. РГГМУ, 2006. 332 с.
2. Кошелева В. А. Особенности вещественного состава неоплейстоценовых—голоценовых отложений Арктических морей России // Литол. и полез. ископаемые, 2002. № 2. С. 160—171.
3. Кошелева В. А. Распределение осадочного материала в Арктических морях России и в СЛО (балансовый расчёт) // Океанология, 2002. Т. 42. № 5. С. 737—739.
4. Кошелева В. А., Колчина Н. Л., Петухов С. И. Фоновое состояние Обской и Тазовской губ. // Изв. Русского географ. о-ва, 2007. Т. 139. Вып. 3. С. 53—63.
5. Купцов В. М., Лисицын А. П. Голоценовое осадко-накопление в Обской губе и прилегающем шельфе // Океанология, 2003. Т. 43. № 2. С. 254—261.
6. Матишов Г. Г., Павлова Л. Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л.: Наука, 1990. 224 с.
7. Савинова Т. Н. Химическое загрязнение северных морей. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 146 с.

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ИЛЛИТ-СМЕКТИТ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА

Г. А. Кринари¹, М. Г. Храмченков²

¹Казанский федеральный университет (КФУ), геолфак, кафедра минералогии, Казань; *krinari@kzn.ru*

²КФУ, Институт математики и механики им. Н. Г. Чеботарёва, Казань; *maxim.khramchenkov@ksu.ru*

По существующей парадигме минералогии осадочных пород все слюды, кроме $2M_1$ обломочного мусковита и биотита разной степени деградации, являются либо результатом трансформации смектита через серию метастабильных смешанослойных фаз, либо продуктом прямого синтеза политипа 1М по механизму «dissolution — precipitation» для так называемых «фундаментальных частиц» и отдельных нитевидных кристаллов. Предложены физические модели этих процессов; по ним доля смектита для фаз «иллит-смектит» будет напрямую задаваться температурой [1], т. е. глубиной погружения осадочной толщи, как и зависящее от величин P, T распределение толщин «фундаментальных частиц», которое должно подчиняться нормальному закону. Однако попытки использовать реальную структуру для анализа условий различных стадий и этапов литогенеза, основанные на такой теоретической базе, надежд в полной мере не оправдали. Оказалось, что для разных осадочных бассейнов значения температуры, как функции от содержания смектитового компонента, могут отличаться более чем на 40°C [2]. Кроме того, определённая различными методами толщина «фундаментальных частиц» подчиняется не нормальному, а логнормальному закону распределения [3]. Следовательно, физические по природе механизмы процессов, происходящих в системе «иллит-смектит», требуют серьёзной корректировки, поскольку их реализация в осадочных толщах, как оказалась, много сложнее (сильно зависит от кинетики); поэтому проводить стадийный анализ литогенеза на основе изложенного подхода можно только с большой осторожностью. Легко предположить, что преодоление таких противоречий должно возродить угасший было интерес литологов к глинистым минералам.

Установлено, что переход смектит \Rightarrow иллит может одновременно идти и не через промежуточные смешанослойные фазы, а путём прямой иллитизации и при любой температуре, если имеет место смена знака и величины Eh биоценозом пластовых или иловых вод на стадии диагенеза [4, 5]. С учётом всего сказанного, физическая модель иллитизации при низких температурах и давлении должна быть кинетической. Необходимые K^+, Al^{3+} могут поступать в зону реакции лишь путем диффузии, уравнение которой с учётом закона Нернста-Эйнштейна для электрически активной среды (поверхность 2:1 слоёв смектита несёт отрицательный заряд) примет вид [5]:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} (mC_i + m_s C_i^s) = \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left[mD_i \frac{\partial C_i}{\partial x} + m_s D_i \left(\frac{\partial C_i^s}{\partial x} + \frac{zC_i^s F}{RT} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) \right] \end{aligned}$$

Здесь C_i и C_i^s — концентрация катиона « i » в растворе и в межслоевых промежутках смектита соответственно; m и m_s — общий объём пор и объём свободного межслоевого пространства в пакетах смектита; T, R — температура и газовая постоянная; D_i — коэффициент диффузии иона « i »; F — число Фарадея; φ — электростатический потенциал. При резком смене величины, а тем более знака φ , производная $d\varphi/dx \rightarrow \infty$, что синхронно требует выполнения $m_s \rightarrow 0$. Следовательно, биологический по исходной природе процесс создания в осадках градиента Eh приводит к тому, что смена лабильных пакетов смектита на стабильные пакеты слюды становится физически необходимой. Но иллитизация смектита, как и минимизация числа взаимных ориентаций соседних слоёв, не эквивалентных развороту на $\pm\pi/6$ или смещению на $\pm b/3$, повышающая устойчивость системы, нуждается в энергии. Её источником может быть снижение удельной поверхности и, как следствие, поверхностной энергии агрегатов из пакетов смектита при их развороте. Чтобы оценить возможность реализации процесса без прямого участия биоты, можно сопоставить величину выделяемой здесь энергии с известным значением энергии Гиббса для слюды 1М (22.5 кал/моль). Было показано [6], что изменение молярной энергии Гиббса ΔG системы из смектитовых и смешанослойных пакетов при развороте их 2:1 слоев друг относительно друга на $\pm \pi/6$ выражается соотношением: $\Delta G = \Delta\gamma v_0/r$. Здесь $\Delta\gamma$ — изменение поверхностного натяжения при развороте слоёв за счет снижения свободной смачиваемой поверхности, v_0 — парциальный молярный объём воды, а r — характерный размер частицы.

Для получения величины $\Delta\gamma$ используем первое уравнение Липпмана $d\gamma/d\varphi = -q_s$. Здесь φ — потенциал поверхности, q_s — поверхностный заряд. Принимая как в [7]: $q_s = 0.8 \cdot 10^{-19}$ К/нм², $\varphi = 100$ мВ, и заряд слоя смектита $0.5e$ на ячейку, получим: $\Delta\gamma = 1.6 \cdot 10^{-2}$ дж/м². Тогда при $r = 5$ нм величина $\Delta G = 12$ кал/моль сопоставима с энергией Гиббса самой 1М слюды, чего вполне достаточно для разворота слоёв и частичной замены Si^{4+} на Al^{3+} . При консолидации 2:1 слоёв в структуру слюды по такому механизму взаимный разворот слоёв может ограничиться углом не более чем $\pm 30^\circ$. Тогда во вторичном иллите должны проявляться блоки и последовательности, отвечающие любым возможным политипам слюд, в том числе и $2M_2$, при постоянстве у них размера слоя в плоскости ab . Действительно, у сотен образцов глинистой фракции осадочных пород с помощью метода сканирования обратного пространства текстур фиксировалась трёхмерная дифракция от всех политипов слюд, а также их 3D сме-

шанослойных образований [6]. Следовательно, структура вторичных слюд, которая по традиции рассматривается как неупорядоченный политип 1Mд, на самом деле является неупорядоченной последовательностью упорядоченных наноблоков. Дальнейшая иллитизация реализуется разными по природе механизмами, что и объясняет отсутствие значимой корреляции между температурой и структурой смешанослойных фаз.

Основным фактором ограничения наноблоков по толщине становится в данном случае не дефицит температуры, а нарастающее давление, тормозящее взаимные развороты. Имеется в виду только та часть общего давления, которая действует на глинистые частицы; она много меньше для обломочных пород, чем для глин и аргиллитов. Для системы с изменяющимся давлением из тождества Гиббса-Дюгема получено обобщение первого уравнения Липпмана для синхронного изменения поверхностного натяжения, заряда поверхности и давления [7]:

$$r = \frac{d\gamma}{dP} + q_s \frac{d\phi}{dP}$$

Здесь $r = V/A$ — характерный размер структурного блока в системе частиц слюды, V — объем, P — давление, A — площадь базальных поверхностей наноблоков, q — заряд их поверхности, γ — поверхностное натяжение, ϕ — химический потенциал наноблоков. Для оценочных расчётов можно представить его в виде конечных приращений. Принимая реальные значения величин $q_s \approx 4 \bar{e}/\text{нм}^2$ (\bar{e} — заряд электрона), $\Delta\phi \leq 200$ мВ, и считая, что $\Delta P \approx 100$ атм., получаем толщину индивидуального блока слюды $r \leq 10$ нм. Очевидно за средние размеры толщины политипных блоков, которые образовались без участия внешних источников энергии, можно ориентировочно принять интервал: 50—100 Е. В объектах, где главным образом реализована низкотемпературная иллитизация, мы должны фиксировать совместное присутствие 1M, 2M₁ и 2M₂ политипов. С ростом давления толщина этих блоков должна уменьшаться, и возникнет ситуация, когда часть из них, прежде всего отвечающая наименее вероятной регулярной 2M₂ последовательности, уже не сможет давать самостоятельных дифракционных максимумов общего положения, а только полосу двумерной дифракции 11 — 02, интенсивность которой намного выше всегда. В итоге, рефлексы 2M₂ политипа дают лишь породы с малых глубин.

С погружением пород взаимный разворот слоёв становятся всё менее вероятным, и рост механических напряжений сможет сниматься только за счёт реализацией дислокационного механизма [6] в который вовлекаются последовательности слоёв любых блоков и фазы типа иллит-сметтит. Формируются «фундаментальные частицы» со структурой упорядоченного 1M политипа. При этом утилизация избыточной поверхностной энергии системы идёт с уменьшением её объёма и можно применить тождество Гиббса-Дюгема: $n d\mu = -A dy$. Здесь $n = V/V_0$, где V — средний объём слоёв слюды с K¹⁺ в межслоевом промежутке; $A = qV/r$, где q — фактор формы винтовой дислокации, r — характерный раз-

мер для частиц слюды, которые образованы по дислокационному механизму. Для плотности поверхностной энергии частицы слюды, отнесённой к её толщине, т. е. dy/dr , выражение для энергии дислокации на единицу ее длины принимает вид [7]:

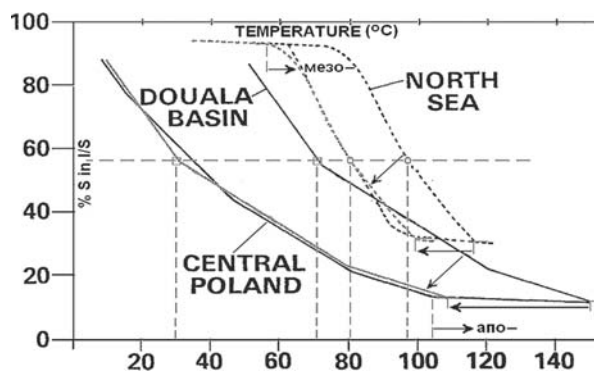
$$\frac{d\sigma}{dr} = \frac{W}{b_2} = \frac{G}{kT4\pi(1-\nu)} \ln \frac{r}{\rho},$$

где G — модуль сдвига, ν — коэффициент Пуассона, ρ — величина, обратная плотности дислокаций, b — вектор Бюргера. Интегрируя это соотношение, можно получить значение энергии дислокаций как функцию от T . При подстановке значений $G = 1.5 \cdot 10^9$ Па, $\nu = 0.2$ получаем, что поверхностная энергия, утилизируемая таким образом, будет соответствовать ~ 1 Дж/м², что на два порядка больше величины, подсчитанной для первого механизма. Из того же выражения может быть найдена и функция распределения частиц по толщине:

$$f(\ln r) = C \exp \left[-\frac{GV_0}{kT4\pi(1-\nu)} (\ln r - \ln \rho)^2 \right],$$

где C — нормировочный коэффициент. Полученное соотношение отвечает логнормальному закону распределения, установленному экспериментально для частиц 1M политипа. Отсюда видно, что предложенный механизм твёрдофазный природы, а не «dissolution — precipitation». Экспериментальным подтверждением служит сохранение в слоях слюд кластеров смектита. Следовательно, при его реализации частично сохраняются исходные последовательности из разных политипов или их 3D смешанослойных композиций. Рефлексы инвариантной ко всем регулярным дефектам зоны 13L—20L действительно фиксируют наличие 3D смешанослойных фаз из 2M₁, 1M_{1v} и 1M_{cv} политипов, что ведёт к их смещению и изменению амплитуд [6].

Поскольку образование вторичных слюд в осадочных породах идёт по четырём, но взаимно связанным механизмам, по-разному зависящим от внешних условий, это должно отражаться в зависимости концентрации смектитовой компоненты P_S в иллит-сметтитах от температуры.



На рисунке приведены такие зависимости для двух осадочных бассейнов Восточной Европы и двух участков шельфа Северного моря, заимствованные из работы Шродона и Эберла [2]. В своём исходном виде (тёмные линии) различия определяемых по ним температур крайне велики. Но прямая иллитизация может выводить смектит из зоны реакции в начальных фазах процесса, тогда истинная зависи-

мость $P_S = f(T)$ будет смещаться вдоль оси абсцисс, что даёт возможность производить подобную операцию для реальных объектов, если значения P_S и T независимо определены хотя бы на одном участке разреза. Из рисунка видно почти полное совмещение большей части кривых $P_S = f(T)$ для каждого типа бассейнов при параллельном переносе. Кроме того, конфигурация кривых, особенно для Северного моря, чётко фиксирует границы областей, где доминирует один из трёх механизмов иллитизации. Скорее всего, их можно принимать за границы различных уровней (стадий) эпигенеза. По сравнению со всеми иными минеральными индикаторами они более локальны, теоретически обоснованы и могут определяться по вполне объективным экспериментальным данным, характеризуя не только температуру, но и весь комплекс условий литогенеза.

В разрезах Северного моря активность биоценоза была максимальной и прямая иллитизация доминировала в широком интервале глубин и температур. Верхнюю точку перегиба совмещённой кривой (серый пунктир) можно тогда принять за начало мезокатагенеза, температуры порядка 60 °С этому не противоречат. Для бассейнов Восточной Европы в гумидных обстановках карбона активность биоценозов иловых вод была минимальна, что хорошо подтверждает отсутствие на совмещённых кривых области доминирования прямой иллитизации. Для изученных участков разрезов полностью преобладала трансформация через смешанослойные фазы. Поэтому интерполяция кривых в сторону низких температур выходит в область с $P_S \approx 100\%$. Нижние точки перегиба для совмещённых кривых обоих бассейнов отвечают близким температурам 100—110 °С. Очевидно, они связаны с началом массовой перекристаллизации вторичных слюд по дислокационному механизму, так как кривые снова становятся почти параллельными оси абсцисс, а высокая доля смектита его тормозит. Есть основания принять этот уровень за начало апокатагенеза.

Кроме температуры, реальная структура вторичных слюд может быть позволит оценивать скорость погружения осадочных толщ, так как размер наноблоков задаётся ростом горного давления. Установлено, что конфигурация спектров зоны 13L—20L существенно различается для соседних по разрезу песчаников и аргиллитов, причём для пластов БС₁₀-БС₁₂ в пределах Сургутского свода эти различия более контрастны, чем для пластов Д₁-Д₂ Ромашкино того же примерно гипсометрического уровня. Следует отметить, что триоктаэдрические слюды в глинистой компоненте песчаников чаще не хлоритизируются, а преобразуются в железистый иллит через 3D смешаноблочные фазы, фиксируемые по смещению рефлексов зоны 13L—20L.

Литература

1. *Huang, W. L., Longo, J. M., Peyear, D. R.* An experimentally derived kinetic model for smectite-to-illite conversion and its use as a geothermometer // *Clays & Clay Miner.*, 1993. V. 41. P. 162—177.
2. *Љюдок J., Eberl D. D.* Illite // *Micas: Reviews in Mineralogy*, 1984. V. 13. P. 495—544.
3. *Dudek T., Љюдок J., Eberl D. D., Elsass F., Uhlik P.* Thickness distribution of illite crystals in shales. XRD, HRTEM measurements // *Clays & Clay Minerals*, 2002. V. 50. P. 85—91.
4. *Солотчина Э. П., Кузьмин М. И., Столповская В. Н.* и др. Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул // *Докл. РАН*. 2003, Т. 391. № 4. С. 527—531.
5. *Крибари Г. А., Храменков М. Г.* Иллитизация смектита как биокосный процесс // *Докл. РАН*, 2005. Т. 403. № 5. С. 664—669.
6. *Крибари Г. А., Храменков М. Г.* Трёхмерная структура вторичных слюд осадочных пород: особенности и механизмы формирования // *Докл. РАН*, 2008. Т. 423. № 4. С. 524—529.
7. *Nazarov A. A., Romanov A. E., Valiev R. Z.* On the structure, stress fields and energy in ultrafine grained materials // *Nanostruct. Mater.* 1994. Vol. 4. No. 1. P. 93—102.

ОБ ИСТОЧНИКАХ ЭНЕРГИИ ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОМОРСКИХ ОСАДКОВ)

А. Ю. Леин

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва
lein@ocean.ru

Основным источником энергии для процессов диагенеза, протекающих в морских и океанских осадках, принято считать органическое вещество (ОВ), поступающее на дно из водной толщи. Результаты изучения биогеохимических процессов в последние годы позволяют поставить вопрос о наличии еще одного источника энергии, поступающего не из водной, а из осадочной толщи. Таким источником энергии может быть метан, при анаэробном микробном окислении которого выделяется энергия и образуется дополнительное лабильное ОВ.

Отложения Черного моря, в том числе осадки позднеголоценового возраста, отличаются от большинства других районов океана повышенным содержанием метана. В связи с этим поиск доказательств существования иного, чем фотосинтетическое ОВ источника энергии при процессах диагенеза логично было начать с изучения скорости биогеохимических процессов в поверхностных (0–3 м) горизонтах черноморских осадков, доступных отбору геологическими трубками.

В разрезах голоценовых отложений Черного моря принято выделять сверху вниз три стратиграфических горизонта: I — современные отложения, обогащенные раковинным материалом (Unit-I); II — древнечерноморские, с прослоями сапропелей и сапропелевидных отложений (Unit-II) и III — новоэвксинские, обогащенные гидротроилитом (Unit-III). В строении изученных нами отложений северо-восточного района Черного моря границы между тремя перечисленными горизонтами, как правило, нечеткие за счет многочисленных размывов, переотложения, значительного поступления материала с континента. Это связано с историей бассейна в позднеголоценовое время, с активной сейсмичностью района, с геоморфологией дна (узкий шельф в отличие от широкого западного, и крутой склон), а также со сложным гидродинамическим режимом придонных вод и с другими особенностями района.

Все исследованные осадки, содержащие от 0.76 до 9.0 % $C_{орг}$, являются восстановленными (Eh до — 280 мВ). В них происходят активные биогеохимические процессы, приводящие к потреблению сульфат-иона иловых вод на фоне роста величины общей щелочности (Alk) и увеличения концентрации фосфора и кремния, а также к обеднению углерода бикарбоната иловых вод и ОВ тяжелым изотопом ^{13}C , к появлению аутигенных карбонатных, сульфатных и сульфидных минералов.

Главной геохимической особенностью изученных колонок осадков является ураганная не типичная для молодых морских отложений концентрация биогенного (микробного) метана (по нашим данным, до 3753 мкМ).

Исследование активности биогеохимических процессов в осадках, с использованием радиоизотопных трассеров (^{35}S и ^{14}C), позволило установить многократное превышение скорости метаноокисления над скоростью метаногенеза, что наряду с другими данными однозначно доказывает миграционную природу CH_4 .

Результаты изучения ОВ древнечерноморских осадков дают основание предположить, что вместе с метаном в них присутствуют миграционные УВ.

Еще одной важной геохимической особенностью изученных колонок осадков является распределение величин скорости биогеохимических процессов сверху вниз по разрезу. В типичных разрезах восстановленных морских осадков практически всегда наблюдается постепенное уменьшение с углублением в толщу ила скорости восстановления сульфат-иона иловых вод — основного биогеохимического процесса в морских осадках. В верхних горизонтах изученных нами колонок осадков также происходит падение скорости сульфатредукции и концентрации сульфат-иона.

Для оценки доли сульфида, образующегося как за счет использования ОВ осадков, так и за счет восстановленных субстратов, продуцируемых в процессе анаэробного окисления метана, был проведен расчет потенциально возможной продукции сульфида по балансовой реакции анаэробного окисления метана: $CH_4 + SO_4^{2-} = S^{2-} + CO_2 + 2H_2O$

В верхних горизонтах осадков по этой реакции могло образоваться очень небольшое количество сульфида. Другими словами, основным субстратом, потребляемым сульфатредукторами в верхних горизонтах осадков, служит лабильное ОВ, оседающее из водной толщи.

В нижних горизонтах исследованных колонок древнечерноморских осадков одновременно с ростом содержания метана происходит заметное увеличение скорости его анаэробного окисления. При этом в колонках осадков станций 100—77 и 100—46 наблюдается второй (нижний) пик интенсивности сульфатредукции. Расчет показал, что в этих богатых метаном горизонтах более 75 % сульфида могло образоваться за счет использования продуктов анаэробного окисления метана.

Исследование древнечерноморских осадков также показало, что анаэробное окисление метана может сопровождаться накоплением, помимо CO_2 , органических соединений, составляющих от 78 до 83 % от всей суммы продуктов окисления.

Таким образом, в восстановленных современных и древнечерноморских осадках внешнего шельфа, континентального склона и глубоководной котловины российского сектора Черного моря впервые

измерены скорости основных биогеохимических (диагенетических) процессов — сульфатредукции, метаногенеза и анаэробного метаноокисления, — осуществляемых специализированными группами микроорганизмов.

В поверхностных горизонтах осадков основным диагенетическим процессом является микробная сульфатредукция, при которой используется ОВ, осаждающееся из водной толщи. По мере углубления в толщу осадков количество легкоусвояемого ОВ уменьшается, в результате чего скорости анаэробных микробных процессов снижаются.

В основании ряда изученных колонок древнечерноморских отложений наблюдалось резкое увеличение концентрации метана и заметное возрастание скорости процесса его анаэробного окисления. Рост скорости процесса метаноокисления сопровождался накоплением вновь образованных органических соединений в виде биомассы метанотрофов и низкомолекулярных органических экзометаболитов.

Это вновь образованное ОВ активно используется анаэробными микроорганизмами, что приводит к появлению второго (глубинного) максимума процессов сульфатредукции и метаногенеза, а также скорости темновой $^{14}\text{CO}_2$ -ассимиляции — суммарного показателя активности микробных процессов.

В результате проведенных исследований установлено многократное превышение суточной скорости метаноокисления над суточной скоростью метаногенеза, что однозначно доказывает миграционную природу метана в основании древнечерноморских осадков.

Проведенные исследования свидетельствуют об активности диагенетических процессов в толще восстановленных черноморских осадков. При этом выявлены два источника энергии для этих процессов: солнечная (ОВ из водной толщи) и энергия земных глубин в виде потока метана, за счет процесса анаэробного окисления которого в подповерхностной биосфере активизируются другие диагенетические процессы.

К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОЙ ИНДИКАЦИИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ БЕЛОРУССКИХ ОБЪЕКТОВ)

А. А. Махнач

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск
amahnach@igig.org.by

Путем сопоставления изотопного состава кислорода в девонских карбонатных породах разной фациальной принадлежности и в аксессуарных карбонатных минералах, выделенных из «чистых» эвапоритовых пород разных стадий галогенеза, установлено, что испарительное концентрирование девонской воды Припятского эвапоритового бассейна хлоридного геохимического типа сопровождалось ростом $\delta^{18}\text{O}$ до максимальных значений на сульфатной стадии и последующим сильным снижением. Значения $\delta^{18}\text{O}$ при садке галита падали на 6–11 ‰ относительно максимума и почти не менялись в ходе дальнейшего концентрирования. Таким образом, для сгущающихся рассолов галогенеза хлоридного типа установлено известное для галогенеза сульфатного типа явление инверсии, или петлеобразной траектории $\delta^{18}\text{O}$ [1, 3]. Концентрирование рассолов на отрезке эвапоритового процесса галит — карналлит в бассейне Припятского прогиба сопровождалось постепенным (от стадии к стадии) утяжелением изотопного состава углерода образующихся рассеянных карбонатов, что связано как со спецификой отношения живого вещества к повышению солёности, так и с причинами неорганического характера.

Изотопный состав углерода депрессионных межселевых девонских отложений Припятского прогиба облегчен по сравнению с составом мелководных отложений, что обусловлено менее интенсивным углеродным обменом между атмосферой и осаждающимся карбонатом в гидродинамически спокойных депрессионных обстановках, а также более высоким уровнем накопления здесь органического вещества. Изотопная индикация глубоководных и мелководных отложений имеет существенное практическое значение, так как первые являются нефтепроизводящими, а вторые — нефтеаккумулирующими.

Имеет место тенденция облегчения изотопного состава углерода карбонатных пород в зонах перерывов в осадконакоплении и на участках окисле-

ния нефти в девонских отложениях Припятского бассейна, что важно иметь в виду при проведении нефтеразведочных работ.

Выявлено, что кальцит карбонатных конкреций из верхнедевонской толщи Припятского прогиба характеризуется меньшим содержанием ^{13}C , чем вмещающий известковый субстрат. Это связано с участием в конкрециеобразовании углекислого газа, образующегося в результате бактериальной сульфат-редукции [2]. Разница между величинами $\delta^{13}\text{C}$ конкреций и вмещающих пород сильно варьирует (0.5–12.7 ‰) и зависит от доли конкрециеобразователя в веществе конкреции. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита сульфидсодержащих карбонатных конкреций почти в 90 % случаев более низкие, чем для вмещающих пород. Данное обстоятельство, а также распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ по профилю конкреций свидетельствуют об участии легкого кислорода, мобилизуемого при сульфат-редукции из сульфатных ионов и органического вещества, в формировании состава конкреционного карбоната [5]. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ внутри конкреций указывает на то, что карбонатные конкреции с пиритовыми оторочками росли преимущественно в условиях интенсификации, а «бессульфидные» — в условиях затухания сульфат-редукционного процесса. Найденные изотопные особенности конкреций дают возможность реконструировать динамику глубины древних бассейнов осадконакопления, что является их важнейшей палеогеографической характеристикой.

С использованием кислородно-изотопного геотермометра установлено, что образование вторичных карбонатных минералов и перекристаллизация морских карбонатных пород вулканогенно-осадочной формации Припятского прогиба протекали при более высоких температурах, чем в нормально осадочных толщах. Это фиксируется более легким изотопным составом кислорода пород и вторичных минералов вулканогенно-осадочной формации (рис. 1).

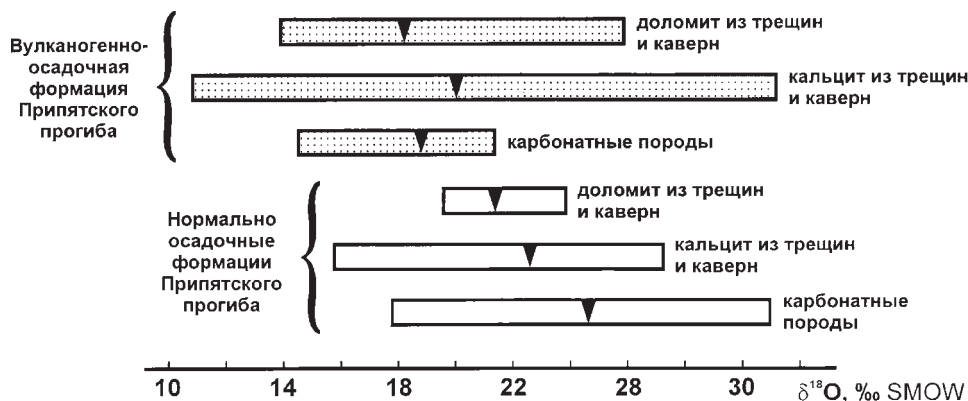


Рис. 1. Диапазон вариаций и средние значения изотопного состава кислорода в карбонатных породах и минералах верхнедевонских формаций Припятского прогиба

Наиболее сильное термальное влияние на катагенез нормально осадочных пород оказывало внедрение в них субвулканических масс: значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов из даек и силлов наиболее низкие. Перекристаллизация карбонатных пород вулканогенно-осадочной формации проходила при более высоких температурах, чем кристаллизация карбонатов в трещинах карбонатных, туфогенных и эффузивных пород. Полученные данные увеличивают возможности применения изотопного метода для изучения генезиса потенциально алмазоносных магматических пород района распространения трубок взрыва.

По результатам изучения изотопов серы в пермской эвапоритовой толще Припятского прогиба подтверждено образование нижней части толщи из эвапоритовых дериватов пермской морской воды, а верхней — за счет рециклинга соли девонских соляных массивов.

Изучение изотопного состава серы седиментационных и катагенетических сульфатных минералов из девонских, нижнепалеозойских и верхнеперотерозойских отложений Беларуси показало, что постседиментационные минералы характеризуются существенно более высокой концентрацией изотопа ^{34}S . Это обусловлено их образованием с участием остаточной сульфатной серы, изотопно-утяжеленной в процессе сульфат-редукции. Таким образом, предложен новый геохимический индикатор солености древних бассейнов седиментации.

В Припятском прогибе установлен гораздо более легкий изотопный состав серы сульфидных конкреций из юрской угленосной толщи по сравнению с такими же конкрециями из угленосных отложений карбона, что отражает различные палеогеографические условия угленакопления (континентальные в юре и паралические в карбоне).

На белорусских объектах разработан ряд изотопных индикаторов современного литогенеза, пригодных не только для оценки современной природной ситуации, но и для палеогеографических, палеоклиматических, палеоэкологических обстановок недалекого геологического прошлого (поздний плейстоцен, голоцен).

На примере озер Браславской группы выявлено, что увеличение степени трофности водной среды сопровождается отчетливым снижением $\delta^{13}\text{C}$ раковин моллюсков (в среднем от -3.2‰ в олиготрофных водоемах до -9.8‰ в эвтрофных) (рис. 2). Установлена значительная обогащенность раковин речных моллюсков легким изотопом углерода в связи с большой ролью подземного питания рек. Изотопный состав углерода раковин моллюсков водохранилищ занимает промежуточное положение между составами раковин речных и озерных моллюсков.

Средний изотопный состав кислорода раковин речных моллюсков для территории Польши ($\delta^{18}\text{O} = +23.0\text{‰}$) более тяжелый, чем для территории Беларуси ($\delta^{18}\text{O} = +21.6\text{‰}$). Эта разница объясняется широтным эффектом фракционирования

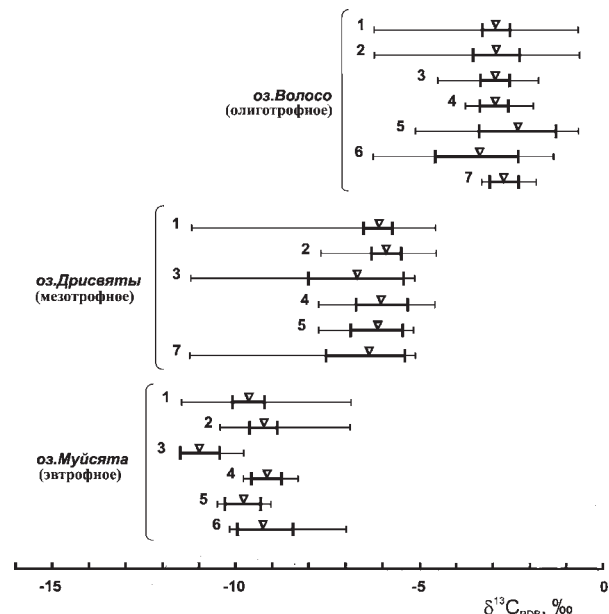


Рис. 2. Вариации изотопного состава углерода раковин моллюсков в озерах Браславской группы (тонкие линии — общий диапазон вариаций, жирные — доверительный интервал среднего генеральной совокупности при уровне значимости 0.05, треугольники — средние значения): 1 — все изученные формы в пределах биотопа, 2 — *Gastropoda*, 3 — *Bivalvia*, 4 — *Viviparus contectus* (Millet), 5 — *Lymnaea stagnalis* (L.), 6 — *Planorbarius corneus* (L.), 7 — *Dreissena polymorpha* (Pallas)

изотопов кислорода в атмосфере, связанным с температурой воздуха и обуславливающим разницу в $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков в соответствующих районах Польши (-9.4‰) и Беларуси (-10.7‰) [4].

Изотопный состав углерода раковин наземных моллюсков в Минске более тяжелый, чем в сельской местности, что отражает разницу в интенсивности эманиции почвенного углекислого газа на этих территориях.

Литература

1. Валяшко И. Г., Ветштейн В. Е., Жеребцова И. К., Малюк Г. А., Поливанова А. И. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленаккумуляции. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120—124.
2. Юдович Я. Э., Кемпис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
3. Aharon P., Kolodny Y., Sass E. Recent hot brine dolomitization in the Solar Lake, Gulf of Elat: isotopic, chemical and mineralogical study // J. Geology. 1977. V. 85. № 1. P. 27—48.
4. Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation: Climate change in continental isotopic records. — Geophysical monograph 78. Washington, DC: American Geophysical Union. 1993. 36 pp.
5. Sass E., Bein A., Almogi-Labin A. Oxygen-isotope composition of diagenetic calcite in organic-rich rocks: Evidence for ^{18}O depletion in marine anaerobic pore water // Geology. 1991. V. 19. P. 839—842.

К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛЬНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРАХ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Е. А. Предтеченская

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), Новосибирск
predel@sniiggims.ru

Несмотря на острые дискуссии и Международный референдум, единая шкала зональности катагенеза осадочных пород на континентах до сих пор не установлена. Вопросы зональности и стадийности формирования осадочных толщ разработаны на классических разрезах Днепровско-Донецкого бассейна, Припятской впадины, Приверхоянья и Западно-Сибирского бассейна — Н. В. Логвиненко, А. В. Копелиовичем, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, Г. Н. Перозио и др. За пределами России известны работы Дж. Тейлора, В. Д. Лоури, В. С. Крумбейна, Ф. Дж. Петтиджона, Х. Фюхтбауэра, Е. Т. Дегенса, Г. Ларсена и Дж. Чиллингара, М. Т. Хилда, Ч. Е. Уивера и ряда других ученых.

В нашей стране в основе всех существующих схем катагенеза терригенных осадочных пород лежит схема Л. В. Пустовалова [17], разработанная им в 1950-х гг. В Западной Сибири над этой проблемой плодотворно работали Т. П. Емец, Е. А. Карнюшина, Б. А. Лебедев, В. Н. Лопатин, Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозорович, Р. С. Сахибгареев, В. А. Скоробогатов, И. Н. Ушатинский, В. Н. Холодов, О. В. Япаскурт и др. Согласно этим исследованиям, каждая стадия катагенеза характеризуется специфическим парагенезом аутигенных минералов-индикаторов. Установлена следующая последовательность отложения и преобразования осадков: седиментогенез = сингенез → диагенез → гальмиролиз → эпигенез (катагенез) → метагенез → апокатагенез → ранний метаморфизм. Трактовка этих терминов различными авторами неоднозначна. Ранее Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [13] были выделены стадии начального, среднего и позднего (глубинного) катагенеза пород, границы между которыми проводятся с помощью минеральных и структурных индикаторов, с использованием данных о степени катагенеза ОБ по величине отражательной способности (ОС) витринита углей и угольных включений.

На основании экспериментальных и натуральных данных по минеральному составу и уплотнению глинистых осадков, граница между зонами диа- и катагенеза на континентах проводится на глубине 250—300 м, по данным глубоководного бурения в океанах — на глубине до 2000 м. При этом ее положение нестабильно и контролируется Р-Т условиями, глубиной захоронения и тектоническим фактором. Основными критериями выделения границы между зоной среднего и глубинного катагенеза являются *полиморфные превращения глинистых минералов* — гидрослюда и хлоритов. Это трансформация гидрослюда 1М и смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов в диоктаэдрическую гидрослуду 2М₁ и низкотемпературного хлорита

политипа 7Е в высокотемпературный политип 1В 14Е, β 90° [4, 8]. В то же время удлиненно-пластинчатая гидрослуда политипа 1М рассматривается М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло в качестве индикатора стадии глубинного катагенеза [7].

Особенно важны разработки по трансформации глинистых минералов в процессе уплотнения, дегидратации и в связи с катагенетическим преобразованием ОБ, основанные на исследованиях В. Ф. Линецкого [12], В. Г. Уайтхауза и Р. С. МакКартера [27], Дж. Ф. Берста [25] и М. С. Пауэрса [26]. Последними было установлено, что с ростом глубины захоронения кристаллическая решетка монтмориллонита изменяется от разбухающей до неразбухающей. Следовательно, ту глубину, где исчезает монтмориллонит, можно рассматривать, как некий маркирующий уровень. Этот переход также сопровождается изменением степени катагенеза ОБ. Микроструктуры глинистых минералов как индикаторы различных стадий литогенеза, рассмотрены в трудах Д. Д. Котельникова и Н. Н. Зинчука [9]. По данным А. Г. Коссовской и др. [8], Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [13], индикаторами начального этапа стадии глубинного катагенеза являются *диккит*, высокотемпературный *кварц*, *СТ-опал* и *халцедон*, а также вторичные *альбит* и *адуляр*.

Индикаторами стадий регионального катагенеза могут также выступать *структурные трансформации обломочного каркаса и минералов цемента пород*. По отношению к обломочному кварцу эти вопросы детально освещены в трудах И. М. Симановича [18]. Прежде всего, выделяются пластические деформации неустойчивых слюд и обломков, катаклаз кварца и полевых шпатов, регенерация этих минералов, инкорпорационные, конформные и микростилолитовые структуры, кливаж течения, брекчирование и милонитизация, мраморизация карбонатных цементов.

При изучении степени катагенеза терригенных отложений обычно используется схема катагенеза пород, предложенная Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [15]. Минеральные и структурные индикаторы зон регионального катагенеза детально рассмотрены в работах А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, Г. Н. Перозио, Г. Э. Прозоровича а также Б. К. Прошлякова по материалам бурения Аралсорской и Биикжальской сверхглубоких скважин. Сделанные ими выводы в дальнейшем были подтверждены исследованиями В. Т. Фролова, Г. Ф. Крашенинникова, О. В. Япаскурта, Г. Ф. Сафронова и Г. В. Ивенсен. В ряде работ А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова [9], А. А. Махнача [16] подчеркнута особая роль тектонических дислокаций, интрузивного магматизма и подземных вод в фор-

мировании катагенетических аномалий. Известны также исследования В. М. Желинского [5] по катагенезу пород Южно-Якутского бассейна, М. И. Тучковой [23] по отложениям Пенжинской губы (Дальний Восток), О. В. Япаскурта [27] по мезозойским отложениям Западной Сибири и др. материалы по изучению катагенетических изменений терригенных осадочных толщ, полученные в последние годы.

Исследования минералов-индикаторов наложенных гидротермальных процессов получили широкое развитие в связи с открытием в последние годы новых видов экосистем, расположенных в местах выхода гидротерм на дне океана в тектонически-активных зонах. Особым видом аутигенных минералов, распространенных в зонах выхода метансодержащих гидротерм, являются *газопроизводные карбонаты* — продукты жизнедеятельности метаноокислителей [1, 2, 21]. Обычным минералом белых курильщиков является также *барит*, в вулканических возгонах — *гипс* и *целестин* [10, 11]. Особыми новообразованиями в связи с проработкой глауконитовых минералов в гидротермальных условиях являются *аутигенные бертьерины* и *смешанослойные бертьерин-хлориты* [3, 16, 22, 24]. На участках переработки флюидами подводных базальтов по схеме Бонатти-Тота образуются *цеолиты* [10], полевые шпаты — *альбит* и *адуляр* [13] и смешанослойные фазы *гидрослюда-монтмориллонит* и *гидрослюда-сметтит* [4, 16]. В местах выхода гидротермальных струй установлены также *коллоидные образования кремнезема* [14, 15], *аутигенные сульфаты* и *сульфиды* [10, 11, 19].

Несмотря на то, что существует много общего в строении кристаллической решетки катагенетических и гидротермальных минералов, элементном составе и формах их выделения, гидротермальные новообразования отличаются от аутигенных осадочных типоморфными особенностями (политипией минеральных фаз), парагенетической ассоциацией минералов цемента и масштабами распространения в осадочных толщах.

Литература

1. Аутигенные карбонаты на метановых сипах в Норвежском море: минералогия, геохимия, генезис / А. Ю. Леин, А. И. Горшков, Н. В. Пименов, Ю. А. Богданов и др. // Литол. и полез. ископаемые, 2000. № 4. С. 339—354.
2. *Беленькая И. Ю.* Влияние углеводородных газов на аутигенное минералообразование в осадках холодных сипов // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2003. № 3. С. 15—21.
3. Бертьерин в катагенетически измененных венд-кембрийских отложениях Подольского Приднестровья / Т. А. Ивановская, Б. А. Сахаров, Н. В. Горькова, Г. В. Карпова и др. // Литол. и полез. ископаемые, 1999. № 2. С. 198—212.
4. *Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с.
5. *Желинский В. М.* Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.
6. *Зарайский Г. П.* Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геол. рудн. месторождений, 1999. Т. 41. № 4. С. 294—307.

7. *Зонн М. С., Дзюбло А. Д.* Коллекторы юрского нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири. М.: Наука, 1990. 85 с.

8. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А.* Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Наука, 1963. С. 120—130.

9. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Типы регионально-го эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника, 1976. № 2. С. 15—30.

10. *Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.* Особенности эволюции глинистых минералов при формировании отложений терригенных осадочных формаций // Докл. РАН, 2002. Т. 382. № 4. С. 526—530.

11. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Наука, 1982. 391 с.

12. *Лебедев Б. А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

13. *Лебедев Л. М., Богданов Ю. А., Цепин А. И.* К минералогии баритовых кор из впадины Атлантик II в Красном море // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 123—132.

14. *Линецкий В. Ф.* Роль дегидратации глинистых минералов в формировании залежей нефти (критический обзор опубликованных работ) // Геол. и геохим. горюч. ископаемых. № 45. Киев: Наукова думка, 1975. С. 77—90.

15. *Логвиненко Н. В., Орлова Л. В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 253 с.

16. *Махнач А. А.* Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

17. Механизм образования твердых отложений кремнезема при течении гидротермальных растворов / В. В. Потапов, Г. М. Мин, И. А. Кашутина и др. // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Междунар. минералогич. сем. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 84—85.

18. *Потапов В. В.* Коллоидный кремнезем в гидротермальном растворе. Владивосток: Дальнаука, 2003. 216 с.

19. Псевдоморфное замещение глобулярного глауконита смешанослойным хлорит-бертьерином в зоне экзоконтакта дайки (усть-ильинская свита нижнего рифея, Анабарское поднятие) / В. А. Дриц, Т. А. Ивановская, Б. А. Сахаров и др. // Литол. и полез. ископаемые, 2001. № 4. С. 390—407.

20. *Пустовалов Л. В.* Вторичные изменения осадочных горных пород // О вторичных изменениях осадочных пород. М.: АН СССР, 1956. С. 3—52. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 5).

21. *Симанович И. М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.

22. Состав и текстурные особенности сульфидных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия / Л. М. Лебедев, Г. А. Черкашев, А. И. Цепин и др. // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 132—139.

23. *Тучкова М. И.* Литология терригенных пород складчатых областей мезозойских континентальных окраин (Большой Кавказ, Северо-Восток Азии) / Автореф. дис... д. г.-м. н. М., 2009. 49 с.

24. *Холодов В. Н.* Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литол. и полез. ископаемые, 2004. № 2. С. 115—135.

25. Шнюков Е. Ф., Кутний В. А. Карбонатные образования как производные газовых выделений на дне Чёрного моря // Геофиз. ж., 2003. № 2. С. 90—99.

26. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. «Минералы группы бертьерина» (МГБ) вместо «лептохлоритов» // Структура и разнообразие минерального мира. Материалы Междунар. минералогич. Семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 35.

27. Янаскурт О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера, 2005. № 3. С. 3—30.

28. Bailey S. W. Chlorite: structures and crystal chemistry // Reviews Mineralogy, 1988. V. 19. P. 347—403.

29. Burst J. F. Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration // AAPG Bull., 1969. V. 153, № 1. P. 73—93.

30. Powers M. C. Fluid-release mechanisms in compacting marine sediments and their importance in oil exploration // AAPG Bull., 1967. V. 51, № 7. P. 1240—1253.

31. Whitehouse U. G., McCarter R. S. Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water // Clays Clay Minerals: Proc. 5th conf. 1958. P. 81—119.

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ СТАДИЙ И ЭТАПОВ ПЕЛАГИЧЕСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА

В. Н. Свальнов

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва

tanja@blackout.ru

В Мировом океане по комплексу признаков четко различаются два типа литогенеза — приконтинентальный и пелагический [1]. Основной чертой пелагического литогенеза является подавленность редуционных процессов на фоне содержания остаточного органического углерода в осадках менее 0.5 %. Среди прочих особенностей осадкообразования наиболее значимы низкие скорости седиментации, прерывистость осадочного покрова, бедность планктона в связи с преимущественно антициклонической глобальной циркуляцией водных масс, специфика мобилизации, дифференциации и перераспределения осадочного материала, резко окисленный тип осадков, весьма своеобразное течение постседиментационных процессов и т. д.

С учетом комплекса осадкообразующих факторов в пелагических областях выделяются стадии седиментогенеза, включающая три этапа — председиментогенез, протосингенез, сингенез, и стадия диагенеза, также включающая три этапа — протодиагенез, ранний диагенез, поздний диагенез [1]. Стадийность последующих преобразований пород (катагенез, протометаморфизм) соответствует известной схеме Н. М. Страхова.

На этапе *председиментогенеза* происходит мобилизация, перенос и осаждение исходного вещества. **Поскольку пелагический литогенез развит в мио-пелагической и эпипелагической фациальных областях океана, т. е. на огромном удалении от питающих провинций, механическая дифференциация здесь вытесняется химической и биологической.** На этом этапе формируются опал и кальцит биогенного происхождения, зародышевые обособления оксигидроксидов железа и марганца, выделения целестобарита различного габитуса. Последний является обычным компонентом взвешенного материала в Атлантическом и Тихом океанах [2]. Целестобарит образуется биохимическим путем в поверхностных водах и в виде частиц размером около 1 мкм оседает на дно, подвергаясь растворению. Механизмами его формирования являются секретационные обособления в планктонных организмах и осаждение в микроусловиях разлагающихся органических остатков.

На этапе *протосингенеза* продолжительностью 100—1000 лет образуется густая суспензия на разделе вода — дно, постепенно переходящая в тонкий (1—3 мм) слой окисленного жидкого ила с влажностью 90—95 %. Этот эфемерный осадочный слой легко разрушается придонными течениями и стекает по склонам. Для жидкого ила характерны повышенные (относительно подстилающих слоев) содержания органического вещества, избыток преимущественно аэробных бактерий и микрофлоры. В нем широко проявлены следующие процессы: гидратации и окисления, преобразования органического вещества, взаимодействия между коллоидами, укруп-

нения частиц за счет их слипания и коагуляции, растворения скелетных остатков и осаждения новообразованных твердых фаз. Именно на этапе протосингенеза зарождается основная масса железомарганцевых микроконкреций, формируются рудные корки, крупные кристаллы аутигенного целестобарита, а также палагонит, цеолиты, железистые смектиты — продукты гальмиролиза магматических пород дна.

На этапе *сингенеза*, продолжающимся около 5 тыс. лет, формируется гомогенный слой мощностью 2—10 см полужидких окисленных илов, имеющих однородную коричневую окраску. Гомогенизация слоя достигается в результате интенсивной переработки илов мелкими бентосными организмами (перемешанный слой). Полужидкие илы относительно обогащены органическим веществом, которое отчасти потребляется и регенерируется бентосными сообществами. На этапе сингенеза продолжается, хотя и в меньшей мере, окислительное минералообразование — наращивание слоев марганцевых микроконкреций, формирование аутигенных железистых смектитов, цеолитов и целестобарита. В целом полужидкие илы характеризуются как крайне неуравновешенная физико-химическая система, подверженная гидродинамическому, гравитационному и биологическому воздействию, что неизбежно колеблет намечающиеся равновесия и поддерживает неустойчивость системы твердая фаза — раствор — газы.

Этап *протодиагенеза* характеризует слой мощностью до 15 см мягких окисленных илов, накопившихся 5—10 тыс. лет назад. Светло-коричневая фоновая окраска их осложнена довольно редкими коричневыми и темно-коричневыми округлыми пятнами — ходами илоедов, заполненными вышележащим осадком. Контакт мягких илов с придонными водами затруднен и в основном возобновляется при биотурбации. Локальное обогащение осадков реакционно-способным органическим веществом (продукты жизнедеятельности бентоса, занос с поверхности дна по ходам илоедов) способствует развитию анаэробных бактерий и очаговому восстановительному минералообразованию (вплоть до пирита). В целом же для этапа протодиагенеза характерно неравномерное диффузионное перераспределение элементов, совместное нахождение пирита, марганцевых микроконкреций, целестобарита, железистых смектитов и цеолитов.

На этапе *раннего диагенеза* осадки образуют слой мощностью 10—20 см, сформированный 10—15 тыс. лет назад. Они в разной степени окислены, слабо уплотнены, отличаются выразительными цветовыми контрастами за счет перераспределения элементов вблизи ходов илоедов. Поскольку валовое содержание органического вещества в таких илах

обычно низкое, для них характерны локальные окислительно-восстановительные процессы. В присутствии анаэробных бактерий восстановленное железо фиксируется местами в виде пирита, а Mn, попадая в окислительную среду, формирует вокруг ходов илоедов дендриты и микростяжения гидроксидов. Перенос вещества из слабоуплотненных илов к поверхности дна осуществляется не только диффузионным путем, но и в результате выжимания поровых вод.

Этап *позднего диагенеза* — самый длительный (десятки миллионов лет) и «вялый» отрезок пелагического литогенеза. В общем случае постепенно увеличивается вниз по разрезу плотность осадков, уменьшаются влажность и пористость. Деятельность анаэробных бактерий затухает и начинает преобладать абиогенная мобилизация вещества. При этом трансформируются структуры аутигенных минералов, растворение и перераспределение биогенных компонентов приводит к локальному уплотнению осадков, формированию стяжений кремней. Мощность зоны диагенеза в пелагических областях превышает местами 500 м.

Таким образом, минеральными индикаторами предсидиментогенеза являются биогенные опал и кальцит, аутигенные зародышевые выделения целестобарита, а также оксигидроксидов железа и марганца. Для этапа протосингенеза характерно зарождение основной массы железомарганцевых микроконкреций, формирование рудных корок и макроконкреций, образование крупных кристаллов аутигенного целестобарита, а также палагонита, цеоли-

тов, железистых смектитов. На этапе сингенеза в условиях крайне неуравновешенной физико-химической системы продолжается окислительное минералообразование — наращивание слоев марганцевых микроконкреций, формирование аутигенных железистых смектитов, цеолитов и целестобарита. Для этапа протодиагенеза характерны неравномерное диффузионное перераспределение элементов, локальное сосуществование пирита, марганцевых микроконкреций, целестобарита, железистых смектитов и цеолитов. На этапе раннего диагенеза в основном завершается физико-химическое уравнивание осадков. Очаговое восстановительное минералообразование сочетается с окислительным, в результате чего местами образуется пирит, а рудные оболочки марганцевых микроконкреций растворяются частично или полностью. Этап позднего диагенеза отличается абиогенной мобилизацией вещества, трансформацией структур аутигенных минералов, растворением и перераспределением биогенных компонентов, формированием кремневых стяжений.

Отличительной чертой пелагического литогенеза является образование основной массы аутигенных минералов в окислительной обстановке на этапе протосингенеза.

Литература

1. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Dehairs F., Chesselet R., Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and barium cycle in the open ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 49. № 5. P. 528—550.

ЭПИГЕНЕЗ ЭКЗОЛИТОВ

Э. И. Сергеева¹, В. А. Кошелева²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

² Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург; *vkosheleva@bk.ru*.

Литология, *учение о формировании, преобразовании и изменении осадочных пород* представляет собой перспективное и развивающееся направление, играющее всё более значимую роль в практике изучения нефтегазоносных комплексов, оценке стратегии разработки углеводородных залежей и вопросах осадочного рудогенеза. Проблемы, решаемые этим направлением, серьёзны, ибо осадок, переходящий в породу и преобразуемый далее сложными процессами стадийного эпигенеза, подвергается трансформирующему воздействию наложенного эпигенеза, что, в конечном итоге, создаёт интегральную картину, с большим трудом поддающуюся расшифровке.

I. Краткая историческая справка. История развития литологии, как науки, свидетельствует о поступательном и успешном развитии учения о постседиментационном преобразовании осадочных пород, открывающим всё новые возможности его использования в решении проблем осадочной геологии. Развитие данного учения включает три этапа:

1. *Становление учения о постседиментационном преобразовании осадочных пород (конец XIX — середина XX вв.)*, формировалось трудами исследователей немецкой, французской, английской и американской школ: К. Гумбель (1888), И. Вальтер (1894), К. Андре (1911), А. Ломбарт (1956), Д. Сегонзак (1967), У. Твенховел (1936), Ф. Крумбейн (1948), Ф. Петтиджон (1957), Файбридж и др. (1967). Отечественные литологи: А. Е. Ферсман (1922), М. С. Швецов (1958), Л. В. Пустовалов (1940), Н. Б. Вассоевич (1962), Л. Б. Рухин (1969), Н. М. Страхов (1953), А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1974), Н. В. Логвиненко (1984) и др., также внесли существенный вклад в развитие данного учения. Ими было сформировано представление о стадийности формирования осадочных пород, объёмах и границах стадий (диагенеза, катагенеза и метагенеза).

2. *Развитие и совершенствование стадийного анализа, как главного метода в учении о формировании, преобразовании и изменении осадочных пород (50—70-е гг. XX в.)*. Содержанием этого этапа явилось создание фактологической базы этого учения, расширение числа объектов и географии исследования. Одним из главных итогов этого этапа явилось изучение постседиментационных преобразований осадочных отложений океана: Д. Кумбс (1960), А. Миясино (1990—1991), М. Шимазу (1985) и др. Нельзя не отметить огромную заслугу отечественных исследователей в открытии свойств ряда осадочных, прежде всего, глинистых минералов для определения стадийной принадлежности вмещающих эти минералы отложений (А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, 1974).

3. *Современный этап (конец XX — начало XXI вв.)*. Этот этап характеризуется постановкой и решени-

ем крупных проблем эпигенеза осадочных отложений. Одна из них — формирование представлений о глобальности процессов преобразования пород и разработка, в связи с этим, основ сравнительного стадийного анализа отложений континента и океана: А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1984), Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова (1987), П. П. Тимофеев (1974), В. Н. Холодов (2004), О. В. Япаскурт (2005).

Самым замечательным событием современного этапа явилось зарождение, в недрах учения о стадийном преобразовании осадочных пород, представлений о наложенном эпигенезе. Идея о наложенном эпигенезе, как категории процессов в ряду постседиментационных преобразований осадочных пород, принадлежит Б. А. Лебедеву (1992), писавшему так: «Стадийные изменения, включающие различные шкалы катагенеза, мы будем называть стадийно-эпигенетическими, а изменения, вызываемые внедрением флюидов из внешних источников — наложено-эпигенетическими» [1].

II. Общая структура учения о формировании преобразований и изменений осадочных пород. Авторская концепция исходит из необходимости обозначения всего комплекса процессов, происходящих в осадочных породах, находящихся в зоне осадконакопления и стратисферы, единым термином: «эпигенез экзолитов» или ЭЭ. Суть концепции заключается в признании, в рамках учения о формировании, преобразовании и изменении осадочных пород, двух категорий процессов, составляющих две самостоятельные ветви единого учения об эпигенезе экзолитов:

1. *Стадийно-эпигенетические процессы (СЭ), аутигенно-эпигенетические (АЭ); или региональный фоновый литогенез (РФЛ)*. Этими терминами обозначается категория последовательно усиливающихся диагенетических и катагенетических преобразований осадочной толщи, как саморазвивающейся системы, происходящих при погружении осадочного бассейна [2, 3, 4].

2. *Наложено-эпигенетические (НЭ) или аллотигенно-генетические (АлЭ) процессы*. Эта категория разнородных явлений, включающая тектоническую перестройку породных бассейнов, сопровождающуюся отчётливым изменением водно-флюидных режимов, раскрытием флюидоупорных систем, образованием разломов, зон трещиноватости, катаклизмом, термическим воздействием магматических тел и т. д. [2, 3].

На современном этапе развития, трудами зарубежных и отечественных исследований, для стадийного эпигенеза создана хорошо обоснованная теоретическая база. Учение о наложенном эпигенезе только создаётся.

Как стадийный, так и наложенный эпигенез в основе своей обусловлены действием тектониче-

ского фактора. В первом случае, тектонический режим является фоном, на котором реализуются стадии стадийного эпигенеза (диагенеза и катагенеза), при участии флюидов, формирующихся в зоне погружения. Во втором — действие тектонического фактора не отождествляется с первым, а накладывается на него. Режим этих тектонических процессов многообразен: складчатость, горизонтальные растяжения и сжатия, разрывные нарушения, шок-метаморфизм и другие виды. Процессы наложенного эпигенеза реализуются в условиях инъекций текучего породного материала, агрессивных вод, рассолов, углерод-содержащих флюидов, газовых струй, магматизма, грязевого вулканизма и так далее. Действие названных факторов, в конечном итоге, определяет интенсивность идущих процессов: их последовательность и направленность, возобновление или затухание, зональные проявления и другие не менее важные черты наложенного эпигенеза.

Существенным дополнением к характеристике наложенного эпигенеза является расширение границ сферы его влияния на стадийные преобразования осадочных пород. Большинство исследователей ограничивают его стадийные преобразования рамками катагенетических превращений. Авторами доклада наложенный эпигенез трактуется более широко, отмечая следы наложенного эпигенеза не только в катагенетически изменённых породах, но и переживших диагенетические преобразования или даже находящихся в сингенетическом развитии.

III. Типизация наложенного эпигенеза. Задачи дальнейшего изучения НЭ. Насущной задачей является типизация процессов наложенного эпигенеза и его конечных результатов. В последние годы появилось достаточное количество предложений по типизации явлений наложенного эпигенеза: О. В. Япаскурт (1991), В. Н. Холодов (1999), Э. И. Сергеева (2004), И. М. Симанович (2008) и другие. Однако, единой, приемлемой и логически обоснованной системы пока не разработано. Очевидно, её создание должно идти в рамках системного подхода в выборе объектов на генетическом основании, что обеспечит практическое соподчинение идентификационных крите-

риев. Существующие частные классификации могут быть использованы, как низкие и средние уровни систематики эпигенетических объектов (В. Н. Холодов, И. М. Симанович и др.).

В дальнейшем развитии теоретической базы учения о формировании, преобразовании и изменении осадочных пород, предстоит рассмотреть широкий круг проблем:

1. Научное определение содержания и оконтуривание границ наложенного эпигенеза.

2. Поиски приемлемой типизации, а в дальнейшем — систематики явлений наложенного эпигенеза с учётом геотектонического режима, формационно-фациальной природы отложений и более низких уровней организации эпигенетических объектов.

3. Разработка принципов дифференциальной диагностики процессов наложенного и стадийного эпигенеза и их корреляция.

4. Оценка влияния наложенного и стадийного эпигенеза на нефте- и рудообразование.

5. Для океанического блока главной задачей исследований НЭ является изучение областей шельфовой зоны окраинных морей, областей с высокими значениями теплового потока и стрессовых деформаций, контактов осадочных и магматических пород, срединно-океанических хребтов, где проявления эпигенетических изменений должны быть максимально разнообразными.

IV. Терминологическая база. Эпигенез, эпигенез экзолитов, стадийный и наложенный эпигенез, преобразование и изменение осадочных пород, гипергенный эпигенез, гипогенный эпигенез, сингенетический эпигенез, диагенетический эпигенез, катагенетический эпигенез, эпигенетический анализ.

Литература

1. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л., Недра. 1992. 239 с.
2. Сергеева Э. И. Эпигенез осадочных пород. СПб: СПбГУ, 2005. 140 с.
3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия чёрных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
4. Япаскурт О. В. Основы учения о литогенезе. М.: МГУ, 2005. 379 с.

О СТРУКТУРНЫХ ФОРМАХ ПРОТООРОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА

И. В. Тибилев

Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург
itbilov@yandex.ru

Для широкого круга структурно-литологических образований в осадочных породах мезозойского Севера Чукотки (Чукотская складчатая область) устанавливается протоорогенное происхождение, обусловленное процессами литогенных преобразований, происшедшими в условиях воздыманий в ходе формирования горно-складчатой страны [12]. К протоорогенным структурно-литологическим неоднородностям — соскладчатым литогенным структурам (СЛС) — относятся разнообразные внутрислоевые слоистые и слоистые текстуры, а также внеслоевые литогенные образования, описываемые как зоны смятия, кластические дайки и штоки, пятнистые и узловатые сланцы. Представляется весьма важным осознавать существование в горно-складчатых системах большеобъемных СЛС, характеризующихся сквозным развитием в разновозрастных осадочных толщах внеслоевых слоистых текстур. Пятнистые, узловатые и массивные текстуры унаследуются в орогенных метаморфических и метасоматических образованиях — ороговикованных породах, роговиках и автохтонно-метасоматических гранитах, директивные текстуры — в гранито-гнейсах и гнейсовидных гранитах. Конкретные механизмы процессов формирования СЛС остаются неизвестными.

Термодинамическая парадигма (ТП) эндогенных процессов [9, 10, 12] позволяет рассматривать разномасштабные и разнотипные СЛС в системном единстве. Эта парадигма, разработанная на базе представлений о термодинамике открытых систем (известные работы И. Пригожина и его школы), волновой природе геодинамических (геомеханических) напряжений [15 и др.] и общей теории систем [1], предполагает, что практически все наблюдаемое разнообразие разнородных структур в составе континентальных литосферных плит выражает устойчивые неоднородности (структуру) неравновесной детерминированной термодинамической системы (ДТС) Земли, энергетические источники которой располагаются в околоядерных геосферах Земли. Разнородные образования в рамках ТП выражают сложную систему разноиерархических и разнотипных структур ДТС, среди которых различаются структуры с центральной и билатеральной симметрией. К первым относятся изометрические и субизометрические, кольцевые, конические и дуговидные, ко вторым — прямолинейные структуры, обладающие продольной (в случае значимой мощности) и поперечной плоскостями симметрии. Основной рисунок устойчиво сохраняющихся в ходе эволюционного развития структур ДТС закладывается в глубоком докембрии [8]. Важным положением ТП является системное единство (суперпозиция) разносимметричных структур ДТС, в котором, в общем случае, билатеральной симметрией характе-

ризуются структурные пакеты в повышеннobarических зонах (геодинамика относительного сжатия), а аксиальной — структуры пониженобарических зон (геодинамика относительного растяжения).

Слоистые СЛС представлены практически всеми разновидностями слоистых форм, наблюдаемыми в осадочных комплексах чукотских мезозойских. Свидетельством протоорогенной природы являются особенности взаимоотношений слоистых текстур — как простых, так и сложных — с плоскостями соскладчатых разрывных нарушений. Отчетливо выраженные слоистые обособления примыкают к плоскостям разрывных нарушений с постепенным утонением и выклиниванием [12], то есть именно так, как это наблюдается в косослоистых сериях, в зонах их примыканий к границам пластов [3]. Системно-симметричный подход позволяет наблюдать разнообразие слоистых СЛС рассматривать в составе следующего ряда:

— билатерально-симметричные виды слоистых структурных форм — горизонтальная, прерывисто-горизонтальная;

— «переходные» (сосуществование билатерально- и аксиально-симметричных форм) виды слоистости — волнистая, косослоистая, линзовидно-косослоистая, линзовидная, прерывисто-линзовидная;

— аксиально-симметричные виды — завихренная, конволютная, а также такие дискуссионные виды сферолоидной слоистости, как мелкосферолоидная (пятнистая и узловатая), микросферолоидная (микрпятнистая), разрозненно-сферолоидная («плавающие гальки»), конгломератовидная, конглобрекчиевидная и брекчиевидная. Специфическим видом аксиально-симметричных СЛС является макроскопически слабо проявленная в массивных алевропелитовых породах мелкая (доли мм—первые мм) «ячеистая» слоистость.

Симметрия внутрислоевых слоистых образований в осадочных толщах обусловлена симметрией «вмещающих» их структур ДТС, выраженных линейными геоморфоструктурами (билатеральная симметрия) и геоморфоструктурами переходного типа от линейных к «кольцевым», в которых «сосуществуют» структурные формы с билатеральной и аксиальной симметрией. Как показательный пример «сосуществования» внутрислоевых разносимметричных форм слоистости-слоистости можно рассматривать флишевые ритмы. В полновыраженном ритме наблюдается переход от массивных песчаников (центральная симметрия) через разнослоистые до сложнослоистых переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (суперпозиция билатеральной и аксиальной симметрии) к горизонтально слоистым аргиллитам и/или алевроаргиллитам (билатеральная симметрия).

Зональное строение флишевого ритма, в связи с вышеотмеченным, может рассматриваться как отражение внутрислоевой зональной геодинамики — с переходом (сверху вниз) от преобладающего сжатия к относительному растяжению. Это позволяет, как представляется, полагать, что массивные текстуры нижнего песчаникового слоя флишевого ритма отвечают квазиоднородной аксиально-симметричной ячеистой слоеватости.

На правомочность подобной точки зрения указывают выявленные в последние десятилетия особенности происхождения массивных песчаников с базальным аргиллитовым цементом в мезозоидах Севера Чукотки (вакки и их основная разновидность — граувакки). В динамометаморфизованных разностях последних выявляется, что обломочные зерна песчаников формировались как аутигенно-метасоматические образования (метазерна), после проявления процессов динамометаморфизма. [11, 12]. «Разрозненный» характер метасоматического минералообразования, наблюдаемый в вакках, когда отдельные метазерна не соприкасаются друг с другом, а как бы «висят» в аргиллитовом (алевроаргиллитовом) матриксе, свидетельствует, как представляется, о квазиоднородной ячеистой слоеватости в последнем. Структурные особенности ячеистой слоеватости предопределяют такие характеристики метасоматических песчаников («опесчаненных» аргиллитов) как размеры метаобломков и степень их сферичности («окатанности»). В случае сферолоидно-ячеистой слоеватости формируются субсферические («окатанные») метаобломки, в случае обломковидно-ячеистой — угловатые («неокатанные»), до оскольчато-угловатых.

Долгоживущие кольцевые структуры (КС) с ядрами метасоматических гранитов, или, иначе, доминантные геомофоструктуры центрального типа, изначально формируются как большеобъемные СЛС зонального строения, выраженные концентрически зональным характером проявления в них внеслоевой аксиально-симметричной слойчатости и слоеватости [12, 13]. Внешние концентры выражены проявлениями внеслоевой пятнистой и узловатой слойчатости (пятнистые и узловатые сланцы), текстурные особенности которых унаследуются в проявлениях орогенного зонального метаморфизма. Внутренние концентры характеризуются развитием внеслоевой ячеистой слоеватости, свидетельствующей о геодинамике наиболее существенных растяжений в ядерных зонах этих долгоживущих КС. Аксиальную симметрию массивных роговиков и метасоматических гранитов внутренних центров рассматриваемых КС, естественно рассматривать как унаследованную от внеслоевой ячеистой слоеватости.

К проявлениям слойчатых СЛС следует отнести зоны смятия и конгломераты с базальным цементом. Структурный облик зон «смятия» предопределяется «сквозным» развитием в толщах преимущественно сланцево-алевролитового состава слойчатости сложных и/или переходных к ним форм. Наложённые процессы динамометаморфизма и гранитизации проявляются в зонах «смятия» с практи-

чески полным унаследованием рисунка слойчатости. Конгломераты с базальным цементом являются псевдоконгломератами, на что впервые, видимо, особо указал Ф. Дж. Петтиджон, соотносивший их с конволютными образованиями и именовавший их параконгломератами [3, 7]. С этим можно вполне согласиться, если рассматривать конгломератовидную слойчатость как «сферолоидно упорядоченную» разновидность конволютной слойчатости. В чукотских мезозоидах параконгломераты представлены весьма широко. Они слагают линзовидные залежи и «секущие» к наслоению конические тела в разрезах поздней юры и неокома, конгломератовые пачки и толщи во флороносных разрезах аптского и аптальбского возраста [6]. Можно также указать на публикации исследователей, приводящих убедительные доказательства метасоматической природы округлых галек кварца и галькоподобных образований пирита Витватерсранда [4, 16], из которых вполне определенно следует, что «конгломераты» этой грандиозной минерагенической структуры являлись исходно не отложениями конусов выноса архейских палеорек, а мощными осадочными толщами с конгломератовидной слойчатостью.

Внеслоевые СЛС типа кластических даек и штоков. Особенности геологии кластических (нептунических, инъекционных) даек и штоков [2, 3, 7 и др.] позволяют рассматривать эти загадочные образования как внеслоевые СЛС, выражающие высокоградиентные структуры ДТС. Высокоградиентная природа этих долгоживущих структур предопределяет активное проявление в слагающих их породах наложенных эндогенных процессов флюидогенной природы. В результате формируются как гидротермально-метасоматические жилы, в том числе рудоносные, так и метасоматические малые «интрузии», имеющие облик интрузивно-магматических образований [12, 13]. Нетривиальным примером подобных жильных образований являются протяженные жильнообразные реликтовые нептунические дайки алевролитов в оловоносных гранитах Певекского массива Чукотки, замещенные (местами далеко не полностью) касситерит-кварц-турмалиновыми метасоматитами [14]. Аналогичную природу — метасоматически преобразованных кластических даек (и штоков) — имеют, видимо, будинированные реликтовые дайки, наблюдаемые в тектонически ненарушенных плутонических телах [5]. Метасоматически преобразованные внеслоевые СЛС с конгломератовидной или брекчиевидной слойчатостью приобретают облик секущих дайко-, штоко-, трубо- и жилообразных тел, сложенных «конгломератами», «конглобрекчиями» и «брекчиями» разнообразного состава.

Литература

1. *Берталанфи Л.* Общая теория систем — обзор проблем и результатов // Системные исследования. М.: Наука, 1969. С. 30–54.
2. *Гарецкий П. Г.* Кластические дайки // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956. № 3. С. 81–103.
3. *Кириллова И. В.* Атектонические деформации и деформации пластов в конседиментационную и раннюю

стадии формирования свойств пород // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 32–72.

4. Колокольцев В. Г. Блочные метасоматиты в осадочных толщах и их диагностика. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 96 с.

5. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1: 50 000. Изд. 2-е. Т. 1. Л.: Недра, 1978. 508 с.

6. Паракецов К. В., Паракецова Г. И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и раннемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1989. 298 с.

7. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы / Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.

8. Тиболов И. В. О значении докембрийских структур в мезозоидах Центральной Чукотки // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Тез. докл. Фрунзе: Илим, 1989. С. 75.

9. Тиболов И. В. Термодинамическая парадигма гидротермального метаморфизма // Теория минералогии. Тез. докл. 2-ое Всесоюз. совещ. Т. 2. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 19–20.

10. Тиболов И. В. К термодинамике гидротермального рудогенеза (по материалам исследований Центральной Чукотки) // Проблемы рудно-формационного ана-

лиза и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 55–65.

11. Тиболов И. В. Литоморфный метасоматоз с позиций термодинамической парадигмы эндогенных процессов // Проблемы осадочной геологии. СПб., 1998. С. 23–25.

12. Тиболов И. В. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.

13. Тиболов И. В. Геолого-петрографические свидетельства автохтонной природы позднемезозойских малых интрузий Чукотки // Тихоокеан. геология, 2008. Т. 27. № 1. С. 80–96.

14. Тиболов И. В. Генезис рудоносных кварц-турмалиновых жил в оловоносных гранитах восточного побережья Чаунской губы (Север Чукотки) // Минеральное сырье Урала и его использование. Екатеринбург: ООО «ИРА УТК», 2009. № 4. С. 14–23.

15. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

16. Щеглов А. Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 44 с.

ГЕОМИНЕРАЛОГИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЗНАНИЯ СУТИ И СТАДИЙНОСТИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА

О. В. Япаскурт

Геологический факультет Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова, Москва
ypaskurt@geol.msu.ru

Нынешнее совещание посвящено чрезвычайно актуальной и своевременной проблеме. Её истоки исходят из концепции В. И. Вернадского и (несколько позднее) Л. В. Пустовалова о том, что осадки и возникшие из них горные породы представляют собой вовсе не хаотичные смеси минеральных и органических частиц, но являются закономерно сформированными геологическими образованиями, которые возникли во вполне определенных ландшафтно-климатических обстановках, а затем последовательно меняли свои вещественные составы и структуры, пребывая внутри стратисферы, при определенных воздействиях на них глубинного флюидного режима, *P* и *T* факторов.

Следуя данной концепции, осадочную горную породу можно определить как закономерное сонахождение разноэтапных парагенетических ассоциаций минералов и ОВ, сформированных на различных стадиях осадочного цикла — седиментогенезе, диагенезе, катагенезе — раннем, позднем и т. д., включая завершающий гипергенез в том случае, если мы имеем дело с породой из естественного обнажения или неглубоко залегающей, выше первого уровня грунтовых вод.

Термин «парагенез» трактуется здесь по А. Брейгаупту, т. е. не как «сонахождения», а как генетически обусловленное сочетание [3]. Именно в парагенетических ассоциациях породообразующих и акцессорных минералов закодированы многие аспекты геологической летописи и свидетельства условий формирования и изменения экзосфер нашей планеты. Это было показано вполне конкретно множеством литологов XX в.; среди отечественных — в первую очередь, самим Л. В. Пустоваловым, а затем В. П. Батуриным, Г. И. Бушинским, П. В. Зарицким, Ю. П. Казанским, В. С. Князевым, А. Г. Коссовской [1, 2], Г. Ф. Крашенинниковым [3], Н. В. Логвиненко, Г. Н. Перозио, И. А. Преображенским и С. Г. Саркисяном, Г. И. Теодоровичем, В. Н. Швановым и В. Т. Фроловым [4], В. Д. Шутовым [5], Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [6] и др.

К концу XX в. наметилось новое направление в этой области. Его авторы — литологи ГИН АН СССР А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов и их ученики и коллеги — В. А. Дриц, В. И. Муравьев, В. В. Петрова, И. М. Симанович и др. именовали это направление термином не очень удачным в смысловом аспекте, но лаконичным и ёмким — «геоминаралоги́я» [1, 2].

Главная суть её методики заключалась в комплексном подходе к исследованию природного объекта на разных системных уровнях — мега (формационный анализ), макро- (литолого-фациальный анализ), микро- (стадиально-оптический метод исследования минеральных парагенезов) и наноуро-

вень (кристаллохимические особенности отдельных минералов — индикаторы *pH*, *Eh*, *T* и *P* параметры сферы их существования).

Минералы осадочных пород были типизированы не по классическим параметрам, принятом в минералогии, а по их поведению в осадочном процессе — минералы-доноры веществ в литогенезе; минералы-приспособленцы к условиям вмещающей их среды; минералы-долгожители, наследники до-седиментационных образований и свидетели ранних этапов осадочного цикла и др. (подробное обобщение см. в работе автора [7]).

В это же время в Институте геологии Коми НЦ Уральского отделения Академии Наук глубоко исследовался типоморфизм минералов, отражающий условия их зарождения и бытия, как в магматических, так и осадочных образованиях — под руководством академика Н. П. Юшкина. Его сотрудники успешно развивают это направление и теперь [6].

Глубокие исследования типоморфизма, полиморфизма и механизмов трансформаций кристаллических решеток глинистых минералов вели и ведут в Казанском федеральном университете (Г. А. Крибари), а также в Воронежском госуниверситете (А. Д. Савко и его сотрудники), в ИГЕМ РАН и некоторых других (теперь немногих) научных центрах.

В России начала XXI в. наметился заметный спад интересов геологов к минералогическому аспекту исследования осадочных комплексов. Хотя минеральные составы аллотигенных и аутигенных породных компонентов продолжают фиксироваться в статьях и отчетах, делается это зачастую формально, без характеристики типоморфизма и без стадийного анализа. Главный акцент сместился на описание текстур и фаций.

Автору видится несколько причин возникновения этой негативной тенденции литологических исследований. Прежде всего, исторически сложилось так, что массовое внедрение сравнительно-литологической методологии Н. М. Страхова и абсолютно необходимое и целесообразное стремление исследователей выделять генетические типы и фации древних осадков — постепенно смещало акцент внимания в область анализа структурно-текстурных признаков способа и обстановки седиментации. **Интерес к структуре и текстуре осадка и осадочной породы невольно оттеснял на второй план их минералогию.** При этом любому исследователю и геологу-практику намного проще и быстрее сравнивать внутрипластовые «рисунки» с фотографиями в хорошо изданных атласах генетических типов осадков, чем извлечь генетическую информацию из минералов и их парагенетических ассоциаций. К тому же, для качественных минералогических исследований

надо располагать соответствующей лабораторной аппаратурой, главное, уметь ею пользоваться. А таких специалистов известные хозяйственно-экономические события 1990-х гг. вывели за пределы науки и даже страны.

Сейчас наметились признаки возрождения фундаментальных литологических работ. И наша задача видится в том, чтобы приложить максимальные усилия к совершенствованию их минералогического аспекта.

Это, во-первых, ликвидирует существующий пробел между далеко продвинутыми знаниями об органическом веществе в породах (обеспеченным трудами нефтяников и нефтехимиков), во-вторых, «наведет мост» между вырвавшимися вперед исследованиями по геохимии осадочного процесса и литолого-фациальными построениями, ибо только генетическая минералогия в данном случае способна объяснить эмпирически установленные закономерности взаимосвязей между химизмом и обстановками породообразования — позволив вскрыть механизм возникновения таких взаимосвязей, их генетическую природу.

Литература

1. *Коссовская А. Г.* Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110—158.
2. *Коссовская А. Г.* Развитие идей Л. В. Пустовалова в геоминералогии (исторический обзор) // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования / Отв. ред. акад. А. Л. Яншин. М.: Наука, 1985. С. 30—40.
3. *Крашенинников Г. Ф.* Основные принципы классификации осадочных пород // Генезис и классификация пород. Междунар. Геол. Конгресс, XXIII сесс. Докл. сов. геол. Проблема 8. М.: Наука, 1968. С. 7—16.
4. *Шванов В. И., Фролов В. Т., Сергеева Э. И.* и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
5. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975 (Тр. ГИН АН СССР; вып. 278).
6. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 563 с.
7. *Япаскурт О. В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПЕЛАГИАЛИ НА СТАДИЯХ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ДИАГЕНЕЗА

Т. Н. Алексеева, В. Н. Свальнов

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва

tania@blackout.ru

Осадочный материал перераспределяется в пелагических областях Мирового океана на всех стадиях седиментогенеза (председиментогенез, протосингенез, сингенез) и диагенеза (протодиагенез, ранний диагенез, поздний диагенез) [4]. Главными факторами перераспределения вещества являются гидродинамические, сейсмические, биологические и химические процессы. Основными критериями переотложения материала служат с разной степенью достоверности текстуры, структуры, химический и минеральный состав осадков, вариации по разрезу их цвета, влажности, пористости, гранулометрических параметров, характер границ раздела, возрастные соотношения биогенных остатков в осадках. К числу факторов перераспределения относятся: глубина океана в местах отбора монолита, гидродинамический режим, макро- и микрорельеф дна, характеристики (или признаки) придонных течений, сейсмоструктурная позиция региона.

В общем случае с возрастанием скорости придонных течений увеличивается вероятность взмучивания, размыва и переотложения осадков поверхностного слоя, разноса частиц на значительные расстояния. Эти механизмы наиболее эффективны на заключительной фазе председиментогенеза (осаждение) и на этапе протосингенеза, поскольку дальнейшее уплотнение осадка с потерей влаги затрудняет нарушение его целостности течениями. Еще одним важным гидродинамическим фактором перераспределения вещества являются так называемые подводные бури [5], возникающие приблизительно один раз в два месяца. При движении из полярных областей к экватору глубинные холодные воды отклоняются к западу под действием силы Кориолиса и прижимаются к западным окраинам океана и западным склонам подводных хребтов. Воздействие глубинного течения и подводной бури (вихря) приводит к эрозии морского дна, в результате которой взмученный осадок переносится течениями и переотлагается. Значимость подводных бурь для пелагического литогенеза заключается именно в том, что взмученное вещество может переноситься на огромные расстояния более слабыми, но стабильными течениями.

Зоны высокой сейсмоструктурной активности наиболее благоприятны для развития склоновых гравитационных процессов — обрушения и осыпания коренных пород дна, оползания блоков рыхлых

образований, зарождения седиментационных потоков разной плотности: турбидных, разжиженного осадка, зерновых, грязекаменных [6]. В области пелагического литогенеза наиболее широко проявлено оползание осадков и турбидные потоки. Практически повсеместно вниз по склонам (независимо от крутизны) медленно перемещаются сингенетические жидкие и полужидкие осадки, образованные вблизи раздела вода — дно. Для развития оползней, обрушений и турбидных потоков благоприятны относительно крутые склоны, землетрясения, интенсивные природные течения, быстрое накопление на склонах масс осадков, превышающих критические, деятельность бентосных организмов. Главным механизмом возникновения пелагических турбидных потоков служит разжижение и взмучивание осадков в результате трансформации оползней [6]. Основными признаками турбидитов являются: резкая граница раздела с подстилающими осадками и постепенная — с перекрывающими, наличие макро- и микроградационных текстур, заметное отличие от вмещающих осадков по цвету, влажности и плотности, присутствие мелководных биогенных остатков на больших глубинах, парадоксальное изменение по разрезу комплексов флоры и фауны, нахождение карбонатных остатков ниже КГК, обилие псефитовых и псаммитово-алевритовых обломков пород дна, обогащение подошвы слоя тяжелыми минералами, существенное отличие от вмещающих осадков по химическому составу и соотношению глинистых минералов.

Совокупность сейсмических, гидродинамических и гравитационных факторов седиментации может привести местами к «ретроградному» литогенезу, когда выведенный на поверхность дна осадочный материал, уже прошедший какие-то этапы литогенеза, снова вовлекается в сингенетические преобразования.

Влияние биологического фактора на перераспределение вещества в пелагиали прослеживается на всех этапах председиментогенеза, сингенеза и раннего диагенеза. На этапах мобилизации, переноса и осаждения исходного материала в перераспределении участвуют биогенная экстракция (биоассимиляция), биофльтрация, биосорбция и биологический транспорт. В сочетании с гидродинамикой поверхностных и глубинных вод эти процессы обеспечивают избирательное извлечение компонентов, перераспределение их в водной толще, широтно-

зональное размещение на дне основных типов осадков. На этапах сингенеза и раннего диагенеза в перераспределении вещества активно включаются аэробные и анаэробные бактерии, регулируя скорость протекания окислительно-восстановительных реакций [1]. На этих же этапах литогенеза деятельность бентосных сообществ (биотурбация) приводит не только к разрыхлению и перемешиванию верхнего слоя осадков, но и к заносу материала этого слоя в нижележащие осадки, возраст которых зачастую более древний. Кроме того, отмершие зарывающиеся организмы стимулируют локальные восстановительные процессы.

Широко и довольно разнообразно проявлены на этапах сингенеза и раннего диагенеза химические и физико-химические механизмы перераспределения вещества в пелагических областях (коагуляция, сорбция, десорбция, диффузия, окисление, локальное восстановление, растворение, осаждение, комплекс гальмиролитических преобразований вулканокластики). В окислительном типе диагенеза, развитом только в пелагических осадках океана, органическое вещество (обычно меньше 0.5 % $C_{орг}$) играет лишь подчиненную роль, аэробный распад его не оставляет заметных следов в осадках и поровых водах. Диагенетические процессы здесь имеют в основном физико-химическую природу [3]. Деструкция и минерализация органического вещества осуществляется главным образом микробиологическими процессами. Именно сульфатредуцирующие бактерии ответственны, вероятно, за локальное образование сульфидов железа в продуктивных зонах области пелагического литогенеза. В целом же в пелагических осадках на стадии диагенеза действует диффузионный механизм перераспределения элементов. Следует отметить, что диагенетическое перераспределение в основном завершается в пределах верхних 10—50 см и зависит от скорости седиментации, включая органическое вещество. Наблюдаемые ниже по разрезу подповерхностные максимумы могут отражать исторически сложившиеся условия перерыва или усиления поставки элементов из придонной воды.

Аутигенное минералообразование в пелагических областях в основном приурочено к разделу водадно (стадия седиментогенеза) и слабо связано с перераспределением элементов в условиях окислительного типа диагенеза. Вблизи этой границы реализуется коллоидно-химический механизм формирования железо-марганцевых конкреций, корок и микроконкреций [2]. Целестобарит, имеющий главным образом биохимическую природу, также может образоваться на разделе вода — осадок за счет химического взаимодействия бария и сульфат-иона океанской воды. Сингенетическими являются и палагонит, филлипсит, Fe-сметит — продукты гальмиролиза подводных базальтоидов.

Наибольшее воздействие на пелагическое осадкообразование оказывают сейсмические, гидродинамические и гравитационные процессы. Результатом этого воздействия являются основные литодинамические типы осадков (пелагиты, каррентиты, гравититы, гальмиролититы), а также стратиграфические перерывы — глобальные, региональные и локальные (явные, скрытые). Совокупность факторов и механизмов перераспределения вещества в области пелагического литогенеза создает три главных режима седиментации: непрерывной аккумуляции, устойчивой эрозии и неустойчивого осадконакопления.

Литература

1. Волков И. И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Морозов А. А. О механизме фиксации Mn и Fe на поверхности железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР, 1985. Т. 282. № 3. С. 688—692.
3. Остроумов Э. А. Предисловие // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана: (Трансокеанский профиль). М.: Наука, 1980. С. 3—5.
4. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. — М.: Наука, 1991. 256 с.
5. Холлистер Ч. Д., Науэлл А. Р., Джумарс П. А. Неспойные глубины // В мире науки, 1984. № 5. С. 4—16.
6. Middleton G. V., Hampton M. A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows // Marine Sediment Transport and Environmental Management. — N. Y.: Wiley, 1976. P. 197—218.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЕСКОВ ПО ДАННЫМ ЭПР

Е. В. Бобрикова

Центральный научно-исследовательский институт нерудных полезных ископаемых, Казань
root@geolnerud.net

Как известно, метод ЭПР широко применяется для изучения особенностей кристаллической структуры кварца — его дефектов, изоморфного вхождения различных элементов в его решетку — в самых различных целях.

В проведенных исследованиях метод ЭПР применен для изучения кристаллической структуры кварца и его дефектов в кварцевой составляющей песков Волжско-Свияжской провинции для выявления особенностей песков разных литофациальных типов, сформированных в различных условиях осадконакопления, и выявления связи этих особенностей со стратиграфическим положением. Пески Волжско-Свияжской провинции были переотложены преимущественно из одного источника сноса — разрушающихся кварцевых песков палеоцена Ульяновско-Саратовской синеклизы [1].

Изучены следующие литофациальные типы песков, установленные в пределах территории исследований [2]: 1) морские кварцевые пески палеоцена; 2) аллювиальные и аллювиально-озерные кварцевые пески гумидного климата плиоцен-эоплейстоцена (выделены в одну группу); 3) аллювиальные кварцевые пески перигляциальной зоны среднего и верхнего неоплейстоцена; 4) озовые и озерно-озоловые кварцевые пески перигляциальной зоны верхнего неоплейстоцена; 5) аллювиальные кварцевые пески гумидного климата верхнего неоплейстоцена и голоцена.

В процессе исследований были получены ЭПР-характеристики лито-фациальных типов песков по следующим типам дефектов кварца (парамагнитным центрам природной активации): а) количеству E^- — центров; б) количеству Al^{3+} — центров; в) количеству T^{3+} — центров.

Анализ полученного материала позволил сделать следующие выводы:

1. ЭПР-характеристика кварца песков довольно постоянна в пределах одного литофациального типа: она может служить индикатором литофациальных типов в комплексе с другими значимыми характеристиками.

2. Выделенные литофациальные типы песков Волжско-Свияжской провинции различаются по ЭПР-характеристике их кварцевой составляющей:

а) аллювиальные и аллювиально-озерные плиоцен-эоплейстоценовые пески отличаются низким содержанием E^- -центров и высоким содержанием изоморфного Ti^{3+} и Al^{3+} . По этим данным и обще-

му количеству дефектов всех типов они близки к палеоценовым пескам;

б) в оловых и озерно-оловых песках фиксируется максимальное количество E^- -центров и минимальное содержание изоморфного Al^{3+} (изоморфный Ti^{3+} не определяется). Одно из возможных объяснений этого явления — наиболее сильное воздействие солнечной радиации в процессе олового переотложения обломочных частиц. Наибольшее общее количество природно-активированных дефектов наблюдается в кварце этих отложений;

в) в песках неоплейстоцен-голоценового возраста практически отсутствует ощутимая прибором примесь изоморфного Ti^{3+} . Этим они отличаются от плиоцен-эоплейстоценовых песков. В то же время в кварце этих песков значительно больше E^- -центров и наоборот меньше изоморфного Al^{3+} , чем в более древних плиоцен-эоплейстоценовых песках изученной территории.

3. Наблюдается однонаправленное изменение ЭПР-характеристики кварца в песчаных отложениях Волжско-Свияжской провинции во времени. Количество E^- -центров природной активации возрастает, Al^{3+} -центров и Ti^{3+} -центров природной активации убывает. Общее количество дефектов всех типов возрастает в направлении от древних к более молодым отложениям.

4. Установлено довольно резкое изменение ЭПР-характеристики кварца в песчаных отложениях на границе эоплейстоцена и плейстоцена.

Таким образом, изучение методом ЭПР песков разных литофациальных типов и возраста, расположенных в пределах одной территории, показало, что характеристика кварцевых зерен песков довольно стабильна в пределах одного литофациального типа, но может различаться для разных литофациальных типов, а также по возрастному признаку, что указывает на различные условия литогенеза.

Литература

1. Бобрикова Е. В. Минералогическое районирование неоген-четвертичных отложений кварцевых песков Волжско-Свияжской гидропровинции // Георесурсы, 2003. № 5 (13). С. 43—47.

2. Бобрикова Е. В. Генетическая типизация песков Волжско-Свияжской гидропровинции и ее применение при проведении поисково-оценочных работ // Геология и современность. (Тез. юбилейной конф. 27—28 мая 1999 г.). Казань: Казан. ун-т, 1999. С. 27—29.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГАЛОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА СОЛЕННОГО, ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Н. В. Голубова, Б. В. Талпа

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону
talpabv@gmail.com

Объектом исследования послужило озеро Соленое, расположенное на юго-западе Таманского полуострова. Оно находится в 15—150 м от берега Черного моря; такие колебания обусловлены сезонными явлениями. Ложе озера вытянуто с юго-востока на северо-запад, а само озеро имеет изменчивые контуры, которые зависят от времени года. С северной, восточной и западной сторон берега озера довольно крутые и возвышаются над водой на высоту от 2 до 5 м; с южной стороны озеро ограничено песчаной косой высотой 0.8—1.5 м.

Образование озера Соленого обусловлено активным развитием складчатых структур в позднем плиоцене и в четвертичное время. Здесь наиболее отчетливо выражена связь тектоники и рельефа [3]: наблюдается система брахиантиклинальных складок, которые разделены обширными мульдами. Пониженные участки мульды часто заняты лиманами, полностью изолированными от моря пересыпями или соединенными с ними узкими и мелкими протоками. Вдоль берегов образуются мелкие соляные озера, одним из которых и является озеро Соленое, где происходит накопление солей, терригенных осадков, приносимых воздушными и водными потоками, а также органических остатков — падающих на дно отмерших организмов, которые образуют органоминеральный ил — сапрпель.

Основная масса соленосных образований имеет неоднородный цвет от беловато-серого до темно-серого и сложный состав. При проведении микрореакций с соляной кислотой (холодной и подогретой) выявлено наличие небольшой примеси карбонатов, представленных кальцитом и доломитом. Кальцит встречается в виде редких микрозерен ромбовидной формы, имеет полупрозрачный цвет, матовый блеск. Для доломита характерны единичные светло-серые неправильные, иногда округлые зерна. Реакция с водой показала присутствие галита (в сухом остатке обнаружены зарождающиеся его кристаллы кубического габитуса, иногда даже заметны первичные структуры — «лодочки»). Кроме этого, присутствует глинистый гидрослюдистый материал с незначительной примесью монтмориллонита (набухает при реакции с водой). На термограммах видны характерные термические эффекты галита, монтмориллонита и гидрослюды. Изученный карбонатно-глинисто-галитовый материал, в котором содержание галита составляет 25—30 %, следует называть галопелитовым.

Морская вода в озеро Соленое поступает через косы и пересыпи в осенне-зимний период из Черного моря. В летний период, при повышенных температурах и постоянных ветрах происходит испаре-

ние воды из озера, сокращение его площади и постепенное уменьшение глубины; объем рапы убывает, концентрация ее возрастает. Процесс осадкообразования здесь протекает своеобразно и зависит от изменения метеорологических условий, времени года.

Известно, что главными факторами аутигенного минералообразования, кроме климатического и тектонического являются состав и концентрация солей в растворе, давление, температура. Минералы выпадают из раствора в определенной последовательности и характеризуют физику-химические особенности бассейна седиментации, степень его солености [2]. В общем случае в солеродных бассейнах на ранней стадии засоления водоема (соленость 3.5—14 %) осаждаются кальцит и доломит, далее гипсы и ангидриты (14—27 %), галит (27—32 %). В интервале солености 32—40 % выпадают сильвин, карналлит и другие сульфатно-магнезиальные соли.

Однако галогенез в озеро Соленом происходит несогласно со степенью солености рапы, так как на определенном этапе вмешивается биологический фактор [5, 6]. При солености рапы 4—15 % происходит всплеск развития рачков *Artemia salina*, относящихся к подклассу жаброногих раков и способных жить в огромном диапазоне солености — от 40 до 230 ‰ [3]. В 100 г рачков содержится: белков 57.6 г, жиров 18.1 г, углеводов 5.2 г. В 100 г науплий *Artemia* находится: белков 48 г, жиров 15.3 г; содержание углеводов-витамина В₁₂ составляет 7.2 мкг на 1 г. Отмирая, эти рачки дают огромное количество органического материала, аккумулирующегося в осадках.

Захоронение значительного количества ОВ в осадках создает благоприятные условия для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий [1]. Благоприятным условиям жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий соответствуют значения pH 6.2—7.9 и Eh 50 мВ. Такие условия в пределах озера Соленого в разные годы имеют место с конца мая до начала июля. Поэтому растворенные сульфаты рапы озера восстанавливаются с образованием сероводорода, который вступает во взаимодействие с ионами металлов, образуя их сульфиды. Вследствие процесса сульфат-редукции, весь анион SO₄²⁻ из морской воды мобилизуется и процесса садки сульфатов не происходит.

Этот процесс совпадает с этапом формирования глинистых илов, поэтому образуются специфические для озера Соленого органоминеральные илы по всей площади водоема. Органическое вещество илов консервируются перекрывающимися солями и тем уберегается от окисления. Органоминеральные илы на 80 % состоят из глинистых минералов, пред-

ставленных гидрослюдой с примесью монтмориллонита. Присутствующая в илах терригенная примесь (20 %) алевритовой и пелитовой размерности по составу идентична минералогическому составу нерастворимого остатка галопелитового материала. Мощность органо-минеральных илов увеличивается с юго-запада на северо-восток от 0.05—0.1 до 0.7—1.0 м, составляя в среднем 0.45 м.

В конце июня—начале июля в результате дальнейшего испарения происходит насыщение рассола хлористым натрием и при общей минерализации, приблизительно равной 270 г/л, начинается кристаллизация галита, покрывающего сплошным чехлом всю поверхность озера Соленого. С его садкой наступает наиболее значительная по объему выделения солей стадия галогенеза, так как галит составляет 78 % от всех содержащихся в морской воде солей. Озерный галит кристаллизуется из рапы в форме кубов и имеет различные размеры от долей миллиметра до нескольких сантиметров, мощность галитовых отложений составляет от 10—15 мм до 50—60 см. Максимальная мощность отмечена в северо-западной части озера. В течение года этот минерал по мере изменения температуры или концентрации рапы легко переходит из твердой фазы обратно в раствор. Такие этапы опреснения озера наблюдаются в период выпадения дождей. Это обстоятельство

сказывается на структуре галитовых образований: наблюдается чередование слоев крупно- и мелкокристаллического галита, напоминающее слоистость.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что в озере Соленом интенсивно развиты процессы новообразования минералов, приводящие к формированию отложений различного состава, что обусловлено совокупностью геологических, геоморфологических, биологических и климатических факторов.

Литература

1. *Войткевич Г. В., Кизильштейн Л. Я., Холодков Ю. И.* Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1993. 156 с.
2. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., 1962. 346 с.
3. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968, 760 с.
4. Жизнь животных. Т. 1. М., 1968. С. 37—38.
5. *Фивег М. П.* Геологические условия формирования соленосных серий и калийных горизонтов. М.: АН СССР, 1960. 120 с.
6. *Жарков М. А.* Этапы эвапоритового седиментогенеза в истории Земли // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск, 1991. С. 3—23.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Е. А. Гудкова¹, А. Г. Розанов², Ю. Н. Гурский¹

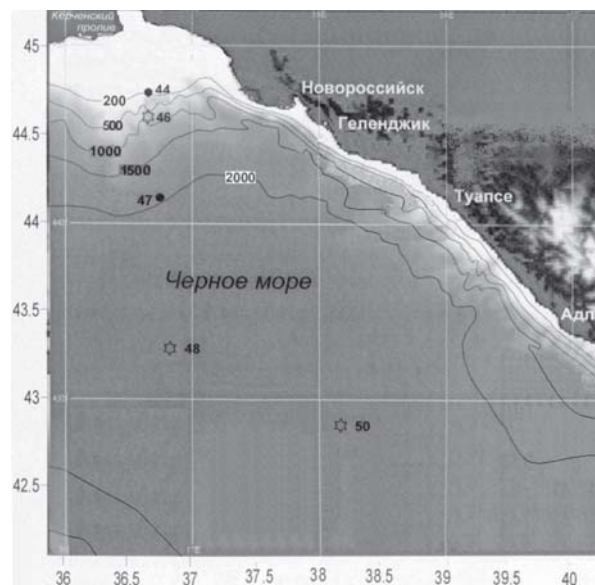
¹Геологический факультет Московского государственного университета, Москва; angelokelek@mail.ru

²Институт океанологии РАН, Москва

Черное море, как естественную природную лабораторию, российские ученые исследуют уже более ста лет. Накоплен огромный фактический материал по геологии, гидрологии, биологии и химии. Однако и сейчас остается немало важных вопросов, требующих углубленного изучения. В 2009 г. состоялся юбилейный 100-й рейс НИС «Профессор Штокман» (Институт океанологии РАН), программа которого носила комплексный характер с акцентом на биологические работы и геохимические исследования. Был выполнен меридиональный разрез от Керченского пролива в глубоководную часть моря с отбором проб донных осадков на 5 станциях с помощью дночерпателей, прямоточных геологических трубок большого диаметра (18 мм) и трубок Ниемисте. В настоящем сообщении приводятся первые результаты химических анализов микроэлементов в донных осадках.

Донные отложения Черного моря отличаются большим разнообразием, которое обусловлено контрастным береговым рельефом, неравномерным речным стоком, сложной гидродинамикой и анаэробными условиями водной толщи. Существенное влияние оказывают контрастные формы рельефа, абразия берегов, тектонические подвижки и грязевой вулканизм, субмаринная разгрузка вод. В последние десятилетия приходится считаться с существенным влиянием антропогенного фактора.

В донных отложениях Черного моря выделено три стратиграфических горизонта (сверху вниз): современные, древнечерноморские и новоэвксинские. Современные осадки представлены переслаиванием глинистых илов, белесых кокколитовых и темнозеленых сапропелевых, обогащенных органическим веществом (ОВ).



Верхний слой осадков, мощностью 30–70 см в зависимости от вклада терригенных компонентов (до 50 %), датируют возрастом до 3 тыс. лет (¹⁴C). Он четко граничит с древнечерноморскими осадками зеленовато-черного цвета, обогащенными ОВ (до 50 %).

Начало формирования древнечерноморского слоя датируют возрастом 7–9 тыс. лет, т. е. временем прорыва средиземноморских вод через Босфор и постепенным осолонением водоема. Микрослойность (до 100 слоев на 1 см) — характерная особенность голоценовых (современные + древнечерноморские) глубоководных отложений.

Новоэвксинские отложения характеризуются полным отсутствием кокколитов, меньшей карбонатностью (10–30 %) и низким содержанием ОВ

Химические компоненты в донных отложениях северо-восточной части Черного моря

Компоненты	Станция 46, глубина 657 м			Станция 48, глубина 2170 м		
	Стратиграфия отложений					
	Современные	Древнечерноморские	Новоэвксинские	Современные	Древнечерноморские	Новоэвксинские
C _{орг}	1–2	до 3.5	<1	1–4	4–7	1
CaCO ₃	30–40	20–30	<20	50	15–20	5–17
Al	7.3–8.3	7.4–7.8	7.2–9.5	5–8	4–8	7.9–8.6
Fe	4–6	<5.5	5.4–6.4	3.7–5.5	3.5–5.5	4.6–4.9
Mn	0.06–0.07	0.05	до 0.14	0.07	0.02–0.07	0.13
Cu	50	53	<38	40–80	70–90	50–70
Ni	50–60	50–60	40	70–80	40–90	40–60
Pb	140–170	117–130	110–130	120–180	100–140	120–130
Co	17–38	24–40	35–46	1–11	1–4	1
Sb	2	2	2–8	2	1–6	1–5
As	24–55	52–54	27–50	30	11–80	7–10
Cr	52–72	62–68	58–68	16–46	30–60	40–60

(C_{орг} и Mn — в % на сухое бескарбонатное вещество; Cu и Cr — в 10⁻⁴ %)

($C_{\text{орг}}$ менее 1 %). Сероводород и его производные, характерные для вышележащих илов, имеют место лишь на границе с древнечерноморскими слоями.

В таблице приведены результаты анализа химических компонентов для двух станций, расположенных в прибрежной склоновой области (ст. 46) и в глубоководной котловине (ст. 48).

Несмотря на удаленность от берега, глубоководные осадки испытывают влияние склоновых процессов, приводящих к неоднородности и нарушениям слоистой стратификации. Однако ряд закономерностей осадконакопления в Черном море подтверждаются и нашими данными. Очевидными являются рост содержания ОВ в древнечерноморских глубоководных осадках и высокая карбонат-

ность современных осадков. Содержание таких литогенных элементов как железо и алюминий, напротив, повышено в осадках новоэвксина. Здесь же повышено и содержание марганца, накопление которого в этих осадках может иметь диагенетический характер, и сурьмы. Медь и никель накапливаются в осадках глубоководной впадины, а мышьяк, хром и кобальт — на континентальном склоне. Обращает внимание повышенное содержание свинца в современных осадках. Здесь не исключено влияние керченского железорудного района. Приведенные результаты отражают начало камеральной обработки материала, который в дальнейшем предполагается рассмотреть и в других геохимических аспектах.

ВЛИЯНИЕ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ФОРМ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ РЕКА—МОРЕ

Ю. Н. Гурский

Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Москва
yurgur@list.ru

На основе изучения процессов седиментации в зоне смешения река—море было выявлено закономерное изменение соотношений между взвешенной и растворенной формами нахождения большинства химических элементов. Это явилось одним из важнейших результатов биогеохимических исследований системы река—море, которая образует своеобразную ловушку осадочного материала (природного и антропогенного) на пути от континента к океану [1—3]. До 90—95 % взвеси, взвешенных и коллоидальных форм элементов оседает на этом барьере. В результате господства взвешенных форм в реках сменяется резким преобладанием растворенных форм в море и океане, а геохимическая подвижность всех элементов резко возрастает [4].

Это явление, названное акад. А. П. Лисицыным «маргинальным фильтром», было детально исследовано им, его учениками и последователями, в самых различных районах Мирового океана и многочисленных эстуарных зонах [1—4]. В результате были выявлены условия извлечения и осаждения на дно осадочного материала из речной воды по мере смешения её с морской водой, что определяет последовательную смену этапов развития всей системы в горизонтальном профиле водной толщи от поверхности до дна эстуария.

Однако седиментация терригенной взвеси и флоккуляция коллоидов на барьере река—море являются лишь одной из причин трансформации осадочного материала на этом барьере. Не меньшее значение и не меньшую важность представляют геохимические и гидродинамические процессы, которые развиваются на стадии раннего диагенеза под дном эстуария — в донных отложениях и взаимосвязанной обменной системе: осадок — иловая вода — придонная вода, т. е. на нижнем этаже маргинального фильтра. Ведь на осаждение частиц речной взвеси и коллоидов в зоне эстуариев при сравнительно небольших глубинах уходят месяцы, дни, может быть даже часы. В геологическом смысле это процесс мгновенный. Но для развития процессов раннего диагенеза в современных отложениях природой отпущено гораздо большее время: это десятки, сотни, тысячи, а иногда и десятки тысяч лет.

При проведении исследований по этой проблеме нами накоплен значительный материал, главным образом по приустьевым зонам внутренних морей [5, 6]. За минувшие десятилетия, с начала 1970-х гг., был изучен химический состав макро- и микроэлементов иловых вод на барьере река—море и в приустьевых зонах следующих рек внутренних морей: Дуная, Днепра, Буга, Риони, Мзымты, Бзыби, Сочи, Супсы, Чороха (Черное море);

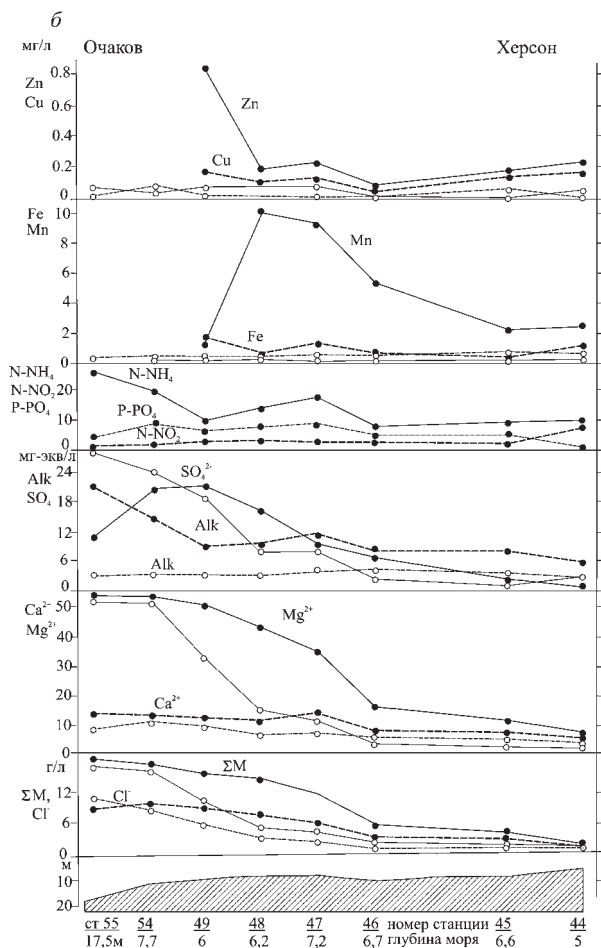
Кубани, Дона (Азовское море); Волги, Урала, Куры (Каспийское море); Невы, Немана, Даугавы (Балтийское море); Роны и Нила (Средиземное море). На каждой станции исследовали также пробы придонной воды, несколько реже — пробы воды с поверхности водоемов.

Наиболее детальные исследования проведены в Днепровско-Бугском лимане Черного моря, где выполнено шесть сезонных съемок (весна—осень). В каждую из них на 11—12 стандартных станциях отбирали поверхностную, придонную воду и колонки донных отложений, из которых отжимали иловую воду. В воде определяли Cl^- , Alk , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , $\text{N}-\text{NH}_4^+$, $\text{N}-\text{NO}_2$, Fe , Mn , Zn , Cu , P , иногда — углеводы и ряд других компонентов. В воде и донных отложениях выполняли измерения рН и Eh. Проводились химический, спектральный, рентгенорадиометрический анализы осадков. Обобщение этих материалов представлено в наших монографиях [5, 6] и последних публикациях [7].

Результаты исследований показали, что в зоне смешения соленость иловой воды всегда выше, чем придонной, т. к. идет расслоение вод по плотности. В осадках накапливается большое количество органического вещества (ОВ), что способствует резкой активизации диагенетических процессов. Под поверхностью дна при минерализации ОВ довольно быстро развивается сульфатредукция, формируются анаэробные условия, резко понижаются величины рН (до 7—6.8) и Eh (до $-170 \div -280$ мВ), что приводит к растворению и переходу в жидкую фазу биогенных элементов, микроэлементов и других компонентов осадка.

Редукция сульфатов и накопление биогенных элементов резко активизируются в приустьевой зоне. При этом концентрации Alk , NH_4 , Si , P , I , Mn , Fe , Zn , Cu в иловой воде возрастают в десятки, сотни и тысячи раз по сравнению с содержанием их в придонной воде, а концентрация сульфатов снижается до минимума. Градиенты солености (суммарной минерализации — ΣM), Cl^- , Mg^{2+} , Na^+ , $\text{N}-\text{NH}_4^+$, Mn , Zn , Cu , Fe и концентрации многих других элементов между иловой и придонной водой возрастают от периферии к центральным частям зоны смешения, особенно во время весенних паводков (см. рисунок). Происходит вынос химических элементов из иловой воды в придонную воду и далее — в море и океан. Наиболее ярко эти закономерности проявлены в эстуариях закрытого типа (например, в Днепровско-Бугском лимане), а в климатическом отношении — в морях и эстуариях гумидной зоны.

На нижнем этаже маргинального фильтра в эстуариях открытого и закрытого типов домини-



Распределение элементов и ионов в Днепровском лимане на профиле река—море по результатам весенней съемки (май). Залитые точки — иловая вода, незалитые — придонная

рующим является солевой фактор, характеризующий процесс смешения речной и морской воды, который, по данным факторного анализа, может определять от 1/4 до 1/3 суммарной изменчивости химического состава иловых вод в зоне смешения. По степени ослабления влияния речного стока на приустьевую зону моря в открытых эстуариях можно выделить три геохимические фации иловых вод: 1) ближайшую к устью реки, с преобладанием слабо осолоненных речных вод и активизацией биогенного процесса на локальных участках дна; 2) фацию слабо опресненной морской воды в пределах устьевого взморья на большей части шельфа, с постепенным повышением Cl и УМ на профиле река—море и некоторым ослаблением интенсивности биогенного процесса; 3) фацию весьма слабого локального опреснения иловой воды на окраине шельфа, иногда на континентальном склоне и за его пределами, где активизируется биогенный процесс в подзонах аккумуляции осадков. Эта фация может прослеживаться на десятки и сотни км от устья реки при достаточной мощности речного стока (приустьевые зоны рек Дуная, Волги, Нила).

В региональном плане наибольшая активность биогенных процессов, неизменно занимающих второе место в факторном анализе после основного

процесса смешения, и наибольшие количества биогенных компонентов наблюдаются в эстуариях закрытого типа. Из приустьевых зон открытого типа близкое по интенсивности развитие биогенного процесса с аномально высокими концентрациями биогенных компонентов отмечено в Азовском море в приустьевой зоне р. Кубани. Весной в послепаводковый период наблюдается общая активизация биогенного процесса с дополнительным поступлением терригенного ОВ, его минерализацией и накоплением биогенных компонентов. Осенью отмечаются локальные аномалии, связанные с более глубоким развитием этого процесса. В вертикальном профиле донных отложений Днепровско-Бугского лимана, в приустьевой зоне р. Кубани и других районах, нередко наблюдается резкое обогащение верхних горизонтов иловых вод биогенными элементами и металлами на фоне более равномерного их распределения в колонках с глубиной. Обычно эти аномалии коррелируют с соответствующими колебаниями величин pH и Eh.

Третьим по значению в приустьевых зонах является процесс окислительного диагенеза, который проявлен на окислительно-восстановительном барьере, в самых верхних или подповерхностных слоях донных отложений. Он наблюдается также в нижних слоях колонок на глубинах >1—2 м при затухании сульфатредукции, при наличии подрусловых потоков и в связи с активизацией гидродинамического режима на локальных участках дна. Величины Eh при этом повышаются, а pH понижаются. Следствием является окисление сероводорода и сульфидов, с образованием вторичных сульфатов, при одновременном понижении щелочности иловой воды. Концентрации SO₄²⁻, Ca²⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, Mn, иногда Co и ряда других металлов в иловой воде повышаются, а содержание фосфора понижается (P и Fe накапливаются в осадках). Проявление этого процесса наблюдалось как в открытых, так и в закрытых эстуариях в разные сезоны года, но, в особенности, во время паводков. Чаще всего он активизируется в непосредственной близости от устья реки. Основные особенности развития окислительного процесса подтверждены экспериментальными наблюдениями [6].

В приустьевых зонах многих рек установлено закономерное накопление марганца в верхних (1—2 см, реже — до 10 см и глубже) горизонтах иловой воды, у редокс-барьера в зоне смешения и в ближайшей к устью части эстуария. Обычно им сопутствуют аномалии Mn во вмещающем осадке. Содержание Mn в Днепровско-Бугском лимане у поверхности дна достигло 10—17 мг/л при средних содержаниях в наддонной воде 0.047 и 1.9—4.1 мг/л в иловой воде. В Балтийском море на ближайшей к устью р. Невы станции в верхних слоях резко повышено количество Mn и Fe — до 46 и 9 мг/л (во вмещающих осадках — 8.3 и 0.6 % оксидов Fe и Mn, присутствуют Fe-Mn конкреции). В иловой воде здесь также повышено содержание V, Ni, Pb, Cu, Cd, Cr, Zr. Наиболее высокие аномалии Mn отмечены в устье р. Риони, также в верхних слоях. На прибрежной станции устьевого взморья обнаружено 49 мг

Mn/л, а на ближайшей станции в русле реки — 92 мг/л. В осадках содержание Mn достигло 1.5 % при фоновых концентрациях 0.05—0.08 %.

Результаты исследований показали важность процессов, развивающихся на нижнем этапе маргинального фильтра, на стадии раннего диагенеза отложений. Именно здесь, в сравнительно небольшой по мощности толще свежих, рыхлых, неконсолидированных осадков и происходит самое главное — растворение, перестройка форм, концентрационный и межфазовый перенос, общая трансформация и уплотнение осадочного материала. Отжим иловых вод при уплотнении осадков, высокие градиенты концентраций между иловой водой и придонной обуславливают резко выраженный поток вещества из осадка в придонную воду, что и является одной из главных причин господства растворенных форм элементов в морской и океанской воде в сравнении с господством взвешенных форм в речных водах. При наличии антропогенных загрязнений, поступающих с речным стоком, возрастает вероятность вторичного загрязнения водоемов, связанная с выносом загрязнений из донных отложений в иловую и наддонную воду, что особенно часто наблюдается во внутренних морях.

Литература

1. *Лисицын А. П.* Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*, 1994. Т. 34. № 5. С. 735—743.
2. *Lisitzin A. P.* The continental-ocean boundary as a marginal filter in the World Oceans. Biogeochemical cycling and sediment ecology. Ed. J. Gray et al. Dordr.: Kluwer, 1999. P. 69—109.
3. *Лисицын А. П., Демина Л. Л., Гордеев В. В.* Геохимический барьер река — море и его роль в осадочном процессе // *Биогеохимия океана*. М.: Наука, 1983. С. 32—50.
4. *Гордеев В. В.* Система река — море и ее роль в геохимии океана. Автореф. дисс. д-ра г.-м. наук. М.: Ин-т океанологии РАН, 2009. 36 с.
5. *Гурский Ю. Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.
6. *Гурский Ю. Н.* Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 450 с.
7. *Гурский Ю. Н., Лисицын А. П.* Геохимические особенности процессов на нижнем этапе маргинального фильтра в системе река — море // *Докл. РАН*, 2011. Т. 436. № 3. С. 368—376.

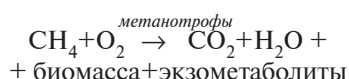
УГЛЕРОД МЕТАНА КАК ИСТОЧНИК КАРБОНАТОВ, ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И УГЛЕКИСЛОТЫ

А. Ю. Леин

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва
lein@ocean.ru

Цикл метана в океане должен рассматриваться в первую очередь с позиций биогеохимии, поскольку образование метана (метаногенез) и окисление метана (метаноокисление) в условиях биосферы происходят при обязательном участии различных групп микроорганизмов. Особенно важными представляются вопросы, связанные с окислением метана, причем не только и не столько микробного диагенетического происхождения, сколько миграционного термогенного и абиогенного, поступающего извне в отложения дна и в водную толщу.

При разгрузке метана любого генезиса в водную толщу морей и океанов (с нормальным режимом кислорода) происходит его утилизация метанотрофными микроорганизмами, которые выступают в качестве катализаторов окисления CH_4 по реакции:



Эта реакция универсальна, она протекает также в поровых аэробных водах осадочных отложений. В результате процесса микробного метаноокисления увеличивается пул CO_2 и происходит синтез *de novo* органического вещества (ОВ). **В последнее десятилетие установлено, что окисление метана может происходить в отсутствие свободного кислорода, т. е. в анаэробных условиях.** На нашей планете существуют водоемы с анаэробной обстановкой в водной и в осадочной толщах. Самый крупный на Земле водоем такого типа — Черное море.

Процесс анаэробного окисления метана — чрезвычайно важная составляющая биогеохимического цикла метана в океане. Вероятно, именно этот процесс спасает атмосферу нашей планеты от гигантского потока метана из недр Земли, если учесть, что не менее чем для двух третей осадочных отложений Мирового океана характерна обстановка с дефицитом кислорода или с его полным отсутствием. По некоторым оценкам, в анаэробных морских экосистемах окисляется более 80 % ежегодной продукции метана или 75 Тг CH_4 в год. За последнее десятилетие с помощью молекулярно-изотопных и молекулярно-биологических методов получены убедительные доказательства анаэробного микробиологического окисления метана.

Установлена обширная группа микроорганизмов — архей, участвующих в анаэробном окислении метана, но механизм этого процесса все еще загадочен, поскольку не выделены анаэробные метанотрофы, и не ясен источник связанного кислорода. Большая часть исследователей рассматривает в качестве такого источника сульфат-ионы морской или

поровой (иловой) воды. Окисление метана кислородом сульфата энергетически не выгодно для метанотрофных бактерий, в связи с чем появилась гипотеза микробного консорциума (метанотрофы (археи) + сульфатредукторы), осуществляющего процесс анаэробного метаноокисления.

Открытие явления газовой выделений, содержащих метан, из осадочных толщ на шельфах и континентальных склонах (метановые сипы), а также метана в составе гидротермальных флюидов глубоководных гидротермальных полей, показало тесную связь процессов аэробного и анаэробного окисления метана с образованием специфических карбонатных рифов на океанском дне, т. е. связь цикла метана не только с циклом углерода, но и с циклами Са и CO_2 в океане.

Суть биогеохимического цикла метана в океане состоит в биосинтезе *in situ* метана из неорганических форм углерода и водорода и в биогеохимическом окислении метана любого происхождения — микробного, термогенного и абиогенного — с выходом из цикла метана углерода в виде органического вещества биомассы метанооксиляющих микроорганизмов, углерода различных соединений микробных метаболитов и углерода углекислоты. Разгрузка углеводородсодержащих флюидов обнаружена на пассивных и активных континентальных окраинах. К местам разгрузки метана на дне, как правило, приурочены выходы аутигенных карбонатных (methane derived) образований, с легкими значениями величины $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ от -25 до -50 ‰).

Время массового аутигенного карбонатообразования связано с периодами похолодания и с понижением уровня моря, что вызывает диссоциацию газгидратных скоплений метана, в связи с их подъемом к поверхности дна и изменением P-T условий, необходимых для стабилизации газгидратов. Важнейшими качественными показателями процесса аутигенного карбонатообразования являются: аномальный химический и изотопный состав иловых вод поверхностных осадков; восстановительные условия; пересыщение углекислотой и др.; высокие скорости сопряженных микробных процессов анаэробного окисления метана и сульфатредукции.

Физико-химические условия в метансодержащих отложениях северных морей (Норвежское, Баренцево, Карское) на границе вода—дно соответствуют, как правило, области осаждения немагнетизального кальцита, икаита и карбонатных геннойш, а в отложениях южных морей (Черное, Средиземное) — областям преимущественного осаждения арагонита и магнетизального кальцита.

Распространение аутигенных (methane derived) карбонатов на дне морей и океанов имеет глобальный характер.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД И САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА ДУХОВОЕ (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Г. А. Леонова, В. А. Бобров, А. А. Богуш, С. К. Кривоногов

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

leonova@uiggm.nsc.ru

Небольшое по размерам и неглубокое оз. Духовое расположено на восточном побережье Байкальской впадины (координаты: 53° 18' с. ш., 108° 53' в. д.). Экологические условия, характеризующие современное состояние озера (мелководность, отсутствие стратификации воды по кислороду и температуре), благоприятны для массового развития микроскопического фитопланктона, который является основным биопродукентом органического вещества формирующегося в озере сапропеля.

В фитопланктоне оз. Духовое разнообразно представлены зеленые водоросли (*Chlorophyta* — 16 видов), сине-зеленые (*Cyanophyta* — 9 видов) и диатомовые (*Bacillariophyta* — 8 видов). Доминирующий комплекс представлен видами *Synedra berolinensis* Lemm., *Aulacoseira granulata* (Ehr.) Simonsen, *Scenedesmus quadricauda* (Turp.) Brebisson, *Planktolyngbya limnetica* (Lemm.) Kom.-Legn. et Cronberg, *Pediastrum boryanum* (Turp.) Menegh (табл. 1).

Подобный комплекс фитопланктона (сине-зеленые и зеленые водоросли) формировал, вероятно, в мелководных палеобассейнах геологического прошлого древние водно-осадочные углеродистые породы — черные сланцы [2, 3].

На настоящий момент времени проведено геохимическое опробование 1-го лота (180 см) 7-метрового керна сапропеля оз. Духовое, пробуренного

в центральной части озера с понтона в июле 2008 г. Кроме того, выполнено датирование возраста верхних 15-ти см керна по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs (Бобров В. А.). Сделаны количественные оценки скоростей осадконакопления в озере, сухой массы сапропеля, органической и минеральной его фракции с учетом плотности, влажности и зольности (табл. 2). В сравнении с оз. Очки продуктивность биомассы в оз. Духовое в 2.5 раза выше, что согласуется с мощностью поднятых кернов сапропеля — 7 м в оз. Духовое и 3.3 м — в оз. Очки [1].

Изучен микроэлементный состав 180-см керна сапропеля оз. Духовое по 44 образцам: опробование верхних 10 см проводилось с шагом 1 см, ниже до 180 см керна — с шагом 5 см (30 образцов).

Обогащенность микроэлементами фитопланктона, верхних (0—7 см) и нижних (148—180 см) горизонтов сапропеля микроэлементами относительно кларков глинистых сланцев [4] хорошо иллюстрирует график (рис. 1). Фитопланктон обогащен фосфором (биогеохимический элемент) и халькофильными («летучими») элементами — Zn, Cd, Sn, Sb, Hg, Pb, Cu, характеризующими загрязненность современной атмосферы. Биогеохимический барьер фитопланктона на границе «атмосфера / водная поверхность» фиксирует эти элементы, выпадающие в составе атмосферного аэрозоля. Сапро-

Таблица 1

Относительный вклад доминирующих видов (%) в общую биомассу фитопланктона оз. Духовое в июле 2008 г.

Фитопланктон	Долевое участие (%) в пробе
<i>Synedra berolinensis</i> Lemm.	23.5
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simonsen	17.5
<i>Scenedesmus quadricauda</i> (Turp.) Brebisson	16.5
<i>Planktolyngbya limnetica</i> (Lemm.) Kom.-Legn. et Cronberg	11.7
<i>Pediastrum boryanum</i> (Turp.) Menegh.	6.5
<i>Planktolyngbya contorta</i> (Lemm.) An. et Kom.	4.53
<i>Scenedesmus denticulatus</i> var. <i>disciformis</i> Hortob.	3.90
<i>Scenedesmus acuminatus</i> var. <i>elongatus</i> G.M.Smith	3.05
<i>Dictyosphaerium pulchellum</i> Wood	2.80
<i>Merismopedia hyalina</i> (Ehrenberg) Kützing	1.64
<i>Pediastrum duplex</i> Meyen	1.48
<i>Synedra acus</i> Kützing	1.25

Примечание. Видовой состав фитопланктона и долевое (%) участие в пробах определен к. б. н. Е. Г. Сорокиковой (ЛИН СО РАН).

Таблица 2

Оценки скоростей осадконакопления в оз. Духовое (в XX веке)

Временной интервал	Скорость накопления			
	Сапропеля, см/год	Сухой массы сапропеля, г/м ² /год	Органического в-ва, мг/см ² /год	Минерального в-ва, мг/см ² /год
1950—2008	0.2	0.018	12	6
1900—1950	0.1	0.009	6	3
1950—2008	0.14	0.013	9	4

Элементный состав планктона и сапропеля (г/т, % сухой массы) оз. Духовое
и глинистых сланцев по [4]

Водоем	оз. Духовое								
	Элемент	Фито- планктон	Горизонты сапропеля, см						Глин.сланец
			0-7	7-17	19-46	50-100	104-144	148-180	
Na, %	0.38	0.21	0.20	0.21	0.26	0.22	0.25	0.96	
Mg, %	0.23	0.26	0.25	0.25	0.27	0.24	0.28	1.5	
Al, %	0.28	1.77	1.80	1.82	2.07	1.74	1.48	8	
K, %	0.64	0.36	0.31	0.28	0.29	0.26	0.32	2.6	
Ca, %	0.88	0.86	0.81	0.57	0.68	0.59	0.99	1.6	
Sc	0.021	5.4	5.7	5.0	4.0	4.0	4.0	13.0	
Ti, %	0.011	0.12	0.11	0.09	0.1	0.09	0.11	0.46	
Cr, г/т	7.0	32	33	27	26	23	24	90	
Mn, %	0.026	0.038	0.052	0.037	0.026	0.028	0.032	0.083	
Fe, %	0.57	2.70	3.45	3.19	2.85	2.22	2.24	4.72	
Co, г/т	0.05	11	10	9	9	7	9	19	
Ni, г/т	4.8	34	34	33	31	27	30	68	
Cu, г/т	11	32	32	23	20	16	16	45	
Zn, г/т	112	78	58	57	68	70	80	95	
As, г/т	1.1	4	4	5	5	5	4	13	
Br, г/т	—	80	88	103	96	89	60	20	
Rb, г/т	6.4	34	33	33	33	30	31	140	
Sr, г/т	155	110	112	120	118	107	112	300	
Y, г/т	1.3	14	16	15	15	11	8	26	
Zr, г/т	0.1	52	56	59	77	44	44	160	
Nb, г/т	0.29	2.4	2.6	2.6	2.6	2.1	2.0	11	
Mo, г/т	1.56	2.1	2.6	2.5	2.8	2.8	2.8	2.6	
Cd, г/т	0.3	0.37	0.17	0.09	0.08	0.10	0.13	0.3	
Sn, г/т	4.3	1.0	0.7	1.0	0.9	1.1	0.52	6	
Sb, г/т	0.46	3.3	3.6	1.8	1.9	1.4	1.6	1.5	
Cs, г/т	0.21	1.4	1.7	1.8	1.7	3.2	1.5	5	
Ba, г/т	54	202	215	237	239	205	172	580	
La, г/т	2.24	15	16	18	18	13	9	32	
Ce, г/т	4.97	32	35	38	37	25	17	70	
Pr, г/т	0.53	4	4	4	4	3	2	8	
Nd, г/т	1.76	13	14	15	14	10	7	31	
Sm, г/т	0.30	2.38	2.55	2.62	2.52	1.76	1.38	5.7	
Eu, г/т	0.066	0.51	0.56	0.57	0.55	0.39	0.31	1.2	
Gd, г/т	0.33	2.51	2.55	2.51	2.43	1.67	1.39	5.2	
Tb, г/т	0.045	0.35	0.38	0.40	0.38	0.26	0.19	0.85	
Dy, г/т	0.24	1.89	1.98	2.15	2.04	1.45	1.08	4	
Ho, г/т	0.047	0.39	0.41	0.44	0.41	0.29	0.21	1.04	
Er, г/т	0.14	1.16	1.26	1.29	1.23	0.85	0.64	3.4	
Tm, г/т	0.021	0.19	0.19	0.20	0.19	0.14	0.11	0.5	
Yb, г/т	0.13	1.20	1.29	1.31	1.26	0.88	0.69	3.1	
Lu, г/т	0.02	0.18	0.19	0.20	0.19	0.13	0.10	0.48	
Hf, г/т	0.05	0.55	0.66	1.58	1.95	0.71	0.47	4.6	
Hg, г/т	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	
Pb, г/т	5.9	13.8	—	22.2	21.9	16.4	9.7	3.7	
Th, г/т	0.54	3.78	—	7.1	6.09	4.2	2.38	12	
U, г/т	2..5	14.8	—	22.2	21.9	16.4	9.7	3.7	

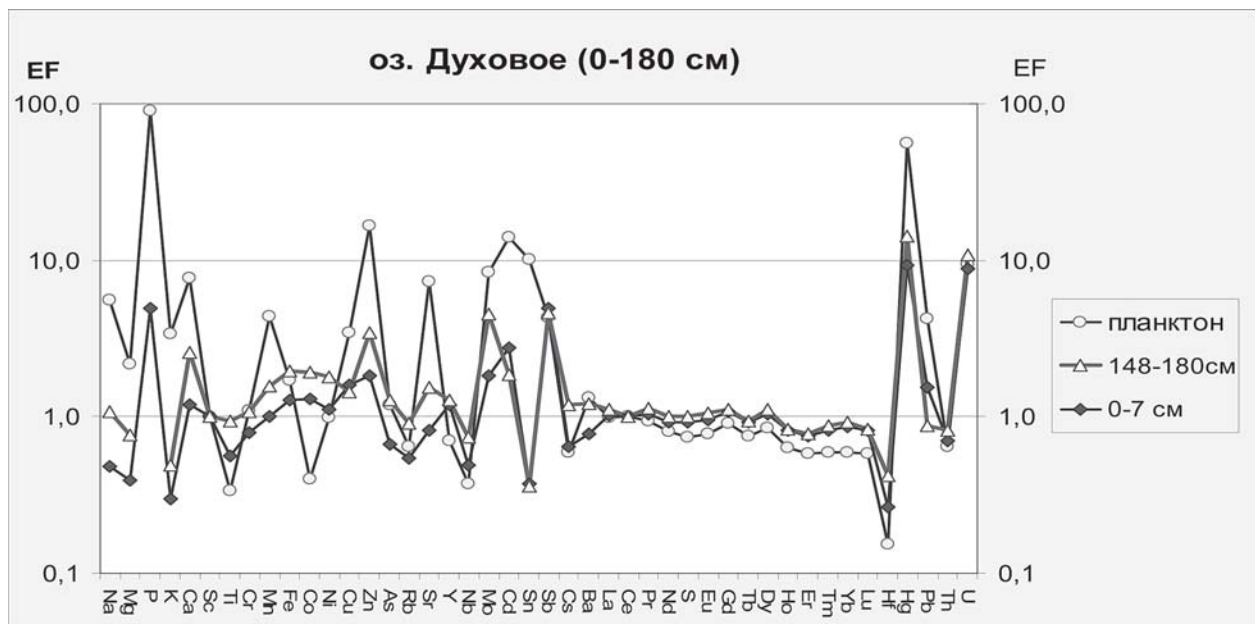


Рис. 1. Коэффициенты обогащения (EF) планктона и сапропеля оз. Духовое химическими элементами относительно кларков глинистых сланцев по [4]. Двойное нормирование проведено по Sc и кларкам глинистых сланцев

Таблица 4

Микроэлементный состав озерной и поровых вод оз. Духовое

Элемент	Озерная вода, мкг/мл	Поровая вода из слоев сапропеля, мкг/мл		
		2—13 см	93—103 см	153—167см
Ca	7.2	74	69	93
Na	6.9	20.7	13.3	14.5
Mg	2.1	17.7	15.2	20.4
K	0.83	4.5	3,6	5.9
Zn	0.003	2.2	0.25	0.28
Sr	0.08	0.74	0.576	0.8
Al	0.05	1.5	0.13	0.19
Mn	0.054	0.45	1.7	1.5
Fe	0.29	0.57	0.54	1.4
Ba	0.016	0.1	0.14	0.2
Pb	0.0018	0.12	0.019	0.027
Cr	0.005	0.045	0.0039	0.0064
Cu	0.002	0.032	0.005	0.007
Ni	0.0008	0.236	0.066	0.048
Ga	0.0006	0.0007	0.00007	0.00003
Rb	0.00027	0.0042	0.0029	0.0073
Co	0.0002	0.0052	0.002	0.0023
U	0.00022	0.0022	0.0018	0.00119
Mo	0.00014	0.0006	0.00074	0.00138
Sb	0.00009	0.0010	0.00097	0.00055
Cd	0.00003	0.0067	0.00047	0.00097
Ce	0.000012	0.0130	0.003	0.0022
La	0.000009	0.0056	0.0016	0.0011
Sn	0.00001	0.0000	—	0.00032



Рис. 2. Сравнение элементного состава поверхностных и поровых вод оз. Духовое. (пор. верх — поровые воды их верхних слоев сапропеля, пор. ср — из средних, пор. низ — из нижних)

пель обогащен P, Ca, Rb, Sr, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, однако в целом обогащение сапропеля этими элементами невысокое, не превышающее 2–5 кларковых уровней в глинистых сланцах (коэффициенты $EF = 2–5$). Отмечается дефицит относительно кларков для K и Mg ($EF < 1$). Коэффициенты обогащения сапропеля редкоземельными элементами близки к 1.

Исследован химический состав (основные катионы и анионы, pH, Eh, микроэлементы) поровых вод, отжатых из разных интервалов керна сапропеля оз. Духовое. В поровых водах pH изменяется от 5.58 в верхних горизонтах сапропеля (1–13 см) до 6.02 в нижних (167–180 см), Eh изменяется соответственно от +302 до +276. В табл. 4 представлен микроэлементный состав поровых вод.

Как озерная, так и поровая вода по классификации О. А. Алекина (1948) отнесена нами к гидрокарбонатному кальциевому классу вод. Сравнительный анализ элементного состава поверхностных

озерных и поровых вод показывает, что содержание всех элементов (за исключением Ga), в поровых водах выше, чем в поверхностных (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 08-05-00392.

Литература

1. Бобров В. А., Леонова Г. А., Страховенко В. Д. Формирование микроэлементного состава донного осадка планктоногенной природы в озере Очки (Байкальский биосферный заповедник) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 263–266.
2. Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. — Л.: Недра, 1982. 208 с.
3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
4. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ГОЛОЦЕНА УРАЛА

А. В. Масленникова¹, Э. П. Солотчина², В. В. Дерягин³

¹Институт минералогии УрО РАН, Миасс; *adenophora@inbox.ru*

²Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск; *solot@uiggm.nsc.ru*

³Челябинский государственный педагогический университет, Челябинск; *vderyagin@mail.ru*

Донные отложения озер заключают в себе информацию об изменении условий осадконакопления на протяжении всего периода их существования. Целью нашей работы было выявление минеральных индикаторов условий голоцена в донных осадках озер Иткуль, Уфимское, Талкас и Култубан. Неконсолидированные донные отложения отбирались пробоотборником гравитационного типа с закрывающейся диафрагмой, остальную часть колонок извлекали поршневой трубкой с гидрозатвором (внутренний диаметр — 10 см). Мощность вскрытых осадков оз. Иткуль — 470 см, оз. Уфимское — 451 см, оз. Талкас — 197 см, оз. Култубан — 48 см.

Определение минерального состава проводилось с помощью оптической (микроскоп МБС, Olympus) и сканирующей микроскопии (РЭММА 202 МВ), рентгенофазового анализа (Shimadzu XRD-6000 в диапазоне углов 2θ 4–60°, $\text{CuK}\alpha$ -излучение) и иммерсионного метода (рефрактометр ИРФ-22). На основе данных спорово-пыльцевого анализа (СПА) и датирования осадков радиоуглеродным методом (AMS ^{14}C) были сделаны выводы о начале седиментогенеза в изученных озерах, проведена корреляция разрезов и разделение колонок на периоды по модифицированной схеме Блитта-Сернандера [6]. Условия осадконакопления определялись с помощью данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Во всех изученных разрезах голоцена отмечалась аридизация климата в середине субатлантика (около 1500 л. н.). По СПС колонок оз. Уфимское, оз. Иткуль, оз. Талкас в конце атлантического периода (5000 л. н.) был выделен климатический оптимум голоцена, а в начале и середине суббореала (около 4500 и 3200 л. н.) — аридизация климата. Голоценовые разрезы оз. Уфимское и оз. Иткуль охватывают также Переславльское похолодание второй половины пребореала (9500–9000 л. н.). Колонка донных отложений оз. Уфимское включает поздний дриас, характеризующийся холодными и сухими условиями (11000–10300 л. н.).

Согласно литературным данным, водосборы оз. Иткуль и оз. Уфимское включают в основном вулканогенные и метаморфические породы (граниты, амфиболиты, гнейсы) [7]. В водосборе озер Талкас и Култубан распространены вулканогенно-осадочные породы (базальты, песчаники, известняки) [2, 3].

Минералы донных отложений изученных озер представлены в основном кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Для осадков оз. Уфимское и оз. Иткуль отмечаются также темно-зеленые зерна амфиболов, соломенно-желтые обломки зерен пирита. В донных отложениях всех рассматриваемых озер обнаружен фрамбоидальный пирит (рис. 1). Фрамбоиды пирита

верхних горизонтов донных отложений в основном имеют размер меньше 9 мкм. В донных осадках, относящихся к началу образования озер, часто встречаются скопления отдельных кристаллов пирита и фрамбоидов, имеющих размер больше 9 мкм. Изученные фрамбоиды пирита характеризуются сферической формой и неупорядоченной или слабовыраженной структурой. Плотность упаковки кристаллов пирита варьировала на всем протяжении разреза.

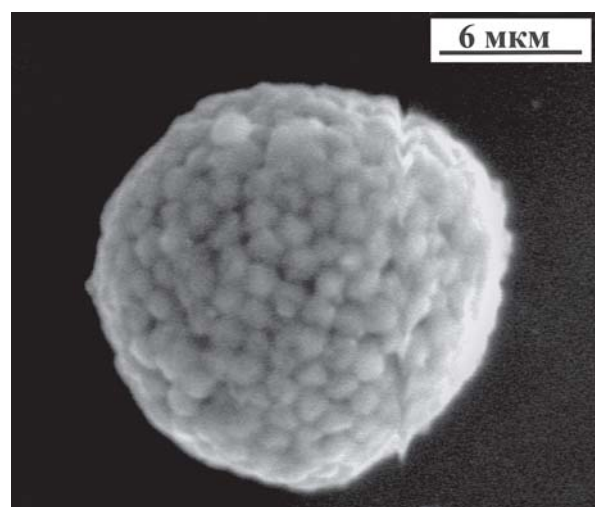


Рис. 1. Фрамбоидальный пирит

Согласно данным оптической и электронной микроскопии, слюды в донных осадках рассматриваемых озер представлены в основном биотитом и мусковитом. Для всех озер отмечается наличие хлорита и каолинита, часто присутствуют смешанослойные силикаты. Для донных осадков оз. Иткуль характерно присутствие смектита ($d = 14.4; 7.23; 4.62; 3.67; 1.54 \text{ \AA}$). В отличие от оз. Хубсугул состав глинистой компоненты изученных малых озер Урала не изменяется при чередовании теплых-влажных и холодных-сухих периодов [4].

Дифрактограммы осадков оз. Иткуль и оз. Уфимское имеют выраженное гало, соответствующее содержанию органического вещества и аморфного кремнезема [1]. По нашим данным интенсивность аморфного гало коррелирует с содержанием органического углерода и концентрацией диатомовых створок. Таким образом, по дифракционным спектрам донных отложений оз. Иткуль и оз. Уфимское, на основе интенсивности аморфного гало и пиков минеральных компонентов, можно выявить чередование периодов преимущественно органического и минералогенного осадконакопления и косвенно судить об изменениях глубины, продуктивности, зарастаемости водоемов, а также облесенности территории водосборов озер.

Арагонит отмечается в осадках оз. Култубан и оз. Талкас в горизонтах, характеризующихся обилием остракод и раковин моллюсков, что предполагает его биогенное происхождение.

В самом нижнем горизонте донных отложений оз. Уфимское, соответствующем холодному континентальному климату позднего дриаса, в осадках оз. Талкас и оз. Култубан, отвечающих периодам аридизации в начале и середине суббореала и субатлантика, отмечается присутствие кальцита и гипса. Кальцит в основном представлен бесформенными комочками, часто образующими сращения со смешанослойными силикатами и биотитом. Гипс под электронным микроскопом имеет вид пластинок (рис. 2). Для донных осадков оз. Талкас, соответствующих периодам иссушения климата, выделяется разновидность дифракционных спектров, характеризующихся максимальной амплитудой пиков кальцита. В периоды увлажнения климата отмечается высокая интенсивность пиков кварца и отсутствие пиков кальцита.

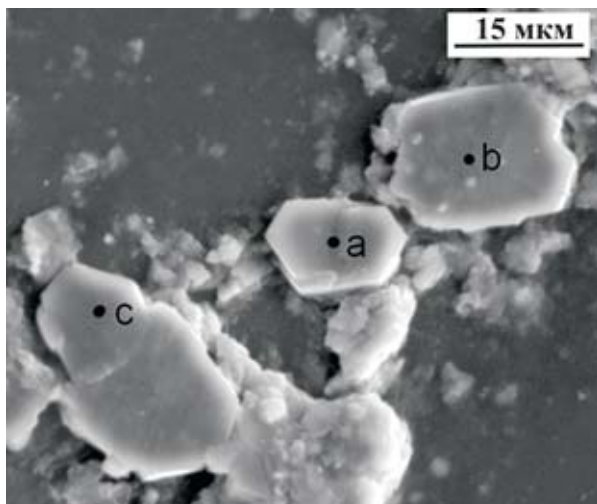


Рис. 2. Пластинки гипса

Лишь в оз. Уфимское, техногенное влияние нашло отражение в минеральном составе донных отложений, что вероятно связано с близким расположением источника загрязнения (7 км от «ЗАО Карабашмедь»). Под микроскопом отмечены мелкие, бесцветные, прозрачные игольчатые кристаллы гипса размером 0.15×0.01 мм. По данным электронной микроскопии гипс образует многочисленные «гипсовые розы» (рис. 3). Наличие гипса в донных отложениях расходитсся с результатами предыдущих исследований минеральных компонентов пресноводных озер Урала [5] и может быть интерпретировано как появление аутигенной фазы в донных отложениях под воздействием большого объема эмиссий сернистого ангидрида в акваторию озера от медеплавильного производства г. Карабаш.

Таким образом, минеральный состав донных отложений изученных озер связан с особенностями пород их водосборных бассейнов. Так, например, наличие амфиболов (роговая обманка), обломочного пирита, в донных осадках оз. Уфимское обусловлено прежде всего преобладанием амфиболитов и биотитовых гранитов в среди пород водо-

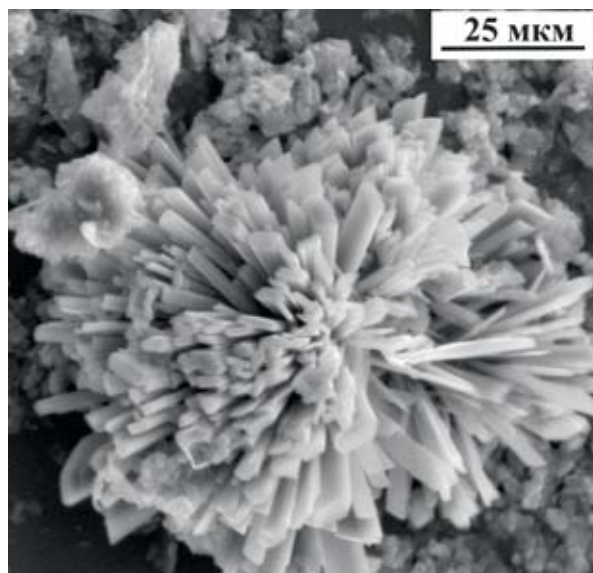


Рис. 3. Агрегаты гипса техногенного происхождения

сбора. К аллохтонным минералам озерных осадков относятся: кварц, полевые шпаты (альбит, микроклин, ортоклаз), амфиболы, обломочный пирит, гранат, глинистые минералы группы слюд (мусковит, биотит), каолинита, хлорита, монтмориллонита. Автохтонные минералы представлены кальцитом, гипсом и фрамбоидальным пиритом. Кальцит и гипс можно рассматривать в качестве индикаторов аридизации климата, вместе с тем гипс также является индикатором процессов техногенеза.

Исследования выполнены при финансовом содействии Интеграционного проекта ДВО-СО-УрО РАН «Эволюция климата и природной среды Урала, Центральной и Восточной Азии в позднем кайнозое по данным бурения и изучения донных осадков озер», гранта поддержки аспирантов УрО РАН и Тематического плана ЮУрГУ № 1.908.

Литература

1. Гречин В. И. О методах изучения катагенетических преобразований кремнистых пород // Литология и полезные ископаемые, 1972. № 4. С. 141—147.
2. Прокин В. А., Паливода Н. К., Долматов Г. К. Баймакский рудный район // Материалы по геол. и полез. ископ. Южн. Урала. Вып. 3. М.: М-во геол. и охраны недр СССР, 1962. С. 73—90.
3. Прокин А. В. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
4. Солотчина Э. П. Дифференциальная диагностика и анализ типоморфизма ассоциаций, реальной структуры глинистых минералов в осадочных разрезах и корах выветривания: Дис. докт. г.-м. н.: 25.00.05. Новосибирск, 2005. 327 с.
5. Шляпников Д. С. Минеральные компоненты донных отложений озер Урала. Свердловск: Уральск. ун-т, 1990. 104 с.
6. Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
7. Схематическая геологическая карта района оз. Иткуль (по материалам геологической съемки 1:200000 листов О-41-XXXI; N-41-I; N-41-VII: Под ред. Поярковой Н. В., Соболева И. Д., Диановой Т. В. и др. М., 1967.

ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА – ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАРБОНАТОВ БЕЛАРУСИ

Н. А. Махнач

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск;
nmahnach@geology.org.by

В настоящей публикации на примере Беларуси (с привлечением данных по восточной Польше) анализируется региональная специфика варьирования величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в различных плейстоценовых и голоценовых аутигенных карбонатных образованиях.

Педогенные карбонаты (крупные ризокреции; «чехлики», обволакивающие нитевидные корешки; эллипсоидальные конкреции; выполнения пустот между обломками; кутаны) извлечены из дневных дерново-подзолистых почв в 27 пунктах. Эллипсоидальные (с галечным ядром и без него) конкреции, стержневидные стяжения, фрагменты сцементированных горизонтов взяты из подпочвенной части (с гл. 4 — 30 м) сожских (московских, вартинских) моренных и флювиогляциальных отложений в 18 пунктах. Позднеледниковые и голоценовые озерные и источниковые карбонаты (мел, известковый сапропель, мергель) отобраны из восьми залежей: 1) из оз. *Нарочь* (мощность 330 см, возраст атлантика—современность, $54^{\circ}53'$ с. ш., $26^{\circ}41'$ в. д.); 2) из оз. *Сергеевское* (500 см, конец беллинга—современность, $53^{\circ}31'$ с. ш., $27^{\circ}46'$ в. д.); 3) из оз. *Теклиц* (275 см, пребореал—суббореал-1, $54^{\circ}56'$ с. ш., $28^{\circ}30'$ в. д.); 4) из оз. *Оконо* (245 см, поздний дриас—суббореал-1, $54^{\circ}50'$ с. ш., $28^{\circ}32'$ в. д.); 5) из оз. *Лозовики* (280 см, пребореал-2—атлантика-1, $55^{\circ}16'$ с. ш., $28^{\circ}07'$ в. д.); 6) из погребенной под делювием залежи *Птичь* (220 см, аллеред—атлантика-1, $53^{\circ}48'$ с. ш., $27^{\circ}25'$ в. д.); 7) из погребенной под торфом залежи *Мощное* (220 см, бореал—атлантика, $53^{\circ}43'$ с. ш., $27^{\circ}12'$ в. д.); 8) из погребенной под пойменным аллювием залежи *Адров* (245 см, аллеред—бореал, $54^{\circ}31'$ с. ш., $30^{\circ}18'$ в. д.). Техногенные натечные образования (эфемерные сталактиты, формирующиеся на нижних поверхностях бетонных мостов и карнизов, а также соответствующие им сталагмиты) опробовались в г. Минске и в пределах загородных ландшафтов. Поскольку в таких продуктах карбонатизации бетона (портландита) углерод имеет исключительно атмосферное происхождение, можно было ожидать, что в соотношениях $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ городских сталактитов и сталагмитов записано техногенное облегчение изотопного состава воздушного углерода. Во многих пунктах исследования отбирались аллохтонные (морские, преимущественно девонские и меловые) карбонаты гравийной фракции.

Статистические характеристики изотопного состава перечисленных разностей нанесены на диаграмму в координатах « $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ » (рис. 1). Ее примечательные черты сводятся к следующему.

Среди рассматриваемых объектов наиболее тяжелыми по кислороду ($-4.3\text{‰}_{\text{PDB}}$ в среднем) оказались обломочные карбонаты, которым при-

суши «нормально морские» значения $\delta^{13}\text{C}$ (в среднем $-0.2\text{‰}_{\text{PDB}}$).

Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ педогенных карбонатов (-8.3‰) на $3,5\text{‰}$ выше равновесной с $\delta^{18}\text{O}$ среднегодовых атмосферных осадков в центральной Беларуси ($-11.8\text{‰}_{\text{SMOW}}$) при температуре кальцитобразования в 15.7°C . Это, в основном, объясняется утяжеляющим воздействием обломочной карбонатной примеси и внутрипочвенным испарением воды. Заметим, что кальциты из хорошо удерживающих воду глинистых и суглинистых разностей почв на нижних элементах катен имеют величины $\delta^{18}\text{O}$, близкие к -11‰ и являются изотопно равновесными с $\delta^{18}\text{O}$ среднегодовых атмосферных осадков при температуре минералообразования в безморозный период ($\sim 12^{\circ}\text{C}$). В составе углерода педогенных кальцитов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = -8.8\text{‰}$) доминирует его органическая разность при наличии в среднем $\sim 25\text{—}30\%$ литогенного и атомогенного углерода.

Аутигенные карбонаты из подпочвенной части моренных и флювиогляциальных отложений по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср.}} = -8.0\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср.}} = -9.3\text{‰}$) близки к педогенным. Однако, если осреднить минимальные для каждого участка опробования значения изотопного состава кислорода (полагая, что они получены по образцам с минимальной contaminación обломочными карбонатами), то характерная величина $\delta^{18}\text{O}$ для конкреций из морен оказывает-

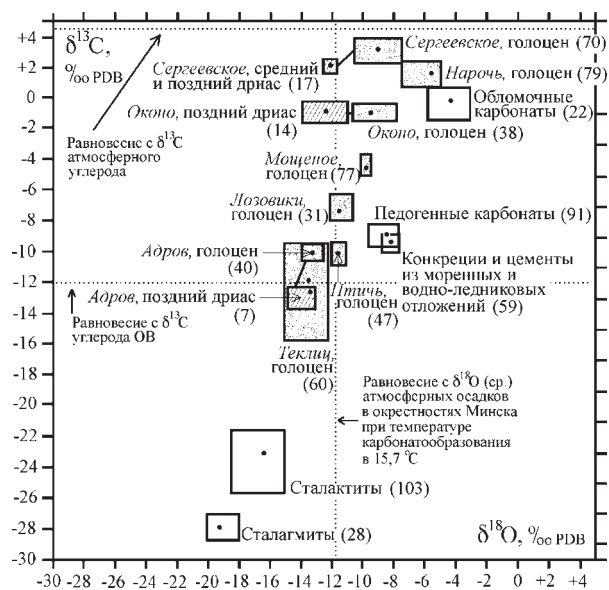


Рис. 1. Диаграмма в координатах « $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ » с нанесением данных по аутигенным карбонатам различного генезиса и возраста. В скобках — объемы выборок. Средние величины отображены точками. Стороны прямоугольников показывают значения первой и третьей квартили. Названия озерных залежей выделены курсивом

вается равной -9.2‰ . Она соответствует выпадению минерала из раствора при среднегодовой температуре воздуха в 5.5 °C в толще с такой же температурой. Это именно такой кальцит, который теоретически должен образовываться на глубине нескольких метров или десятков метров в окрестностях Минска. Из этого вытекает, что температура воздуха в период образования конкреций (по-видимому, муравинское межледниковье или муравинское межледниковье и голоцен) была весьма близка к современной. Интересно, что в карбонатах, локализованных значительно ниже почвы, доминирует не литогенный, а органиогенный углерод ($\sim 80\%$). Из этого следует, что: а) карбонатные цементы из вадозной и фреатической зоны являются существенным стоком органического (изначально атмосферного) углерода, одного из компонентов парниковых газов; б) подземные воды из карбонатных четвертичных коллекторов могут быть корректно датированы методом ^{14}C с учетом поправки на величину $\delta^{13}\text{C}$, т. е. на долю «мертвого» литогенного углерода; в) анализ соотношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в водах и цементах из водоносных горизонтов позволяет определять долю литогенного HCO_3^- , одного из показателей, необходимого для расчета подземной химической денудации.

В группе озерных карбонатов характерные величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от равновесных (от $+4$ до $+5\text{‰}$) или почти равновесных с атмосферным углеродом (*Сергеевское, Нарочь, Оконо*) до равновесных с почвенным (органиогенным) углеродом ($\sim -12\text{‰}$), как в залежах *Птичь* и *Адров*. В общем, величина $\delta^{13}\text{C}$ связана обратной зависимостью со степенью проточности озерных и источниковых систем и может являться индикатором скорости водообмена (например, при исследовании карбонатных отложений межледниковых палеоводоемов). В одной из залежей (*Теклиц*) отмечен аномально легкий

углерод (до -27.2‰), индицирующий процессы сульфатредукции или метаногенерации (и, следовательно, придонную аноксию). Изотопный состав кислорода голоценовых кальцитов равновесен с $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков центральной Беларуси в проточных системах (*Птичь, Лозовики*). Он несколько легче в карбонатах из озер с заболоченными водосборами (*Теклиц, Адров*), что, вероятно, объясняется длительной разгрузкой талых снеговых вод из болот (вплоть до сезона активного фотосинтеза и карбонатообразования). В голоценовых карбонатах застойных озер (*Сергеевское, Нарочь, Оконо*) величины $\delta^{18}\text{O}$ особенно высоки в силу испарительного эффекта. Например, в некоторых образцах из залежи оз. *Нарочь* (время пребывания воды 13 лет) отмечен изотопный состав, типичный для морских карбонатов ($\delta^{18}\text{O}$ до $+1.7\text{‰}$). В тех разрезах (*Сергеевское, Оконо, Адров*), для которых возможно сравнение карбонатов голоцена и позднеледниковых стадиялов (среднего и позднего дриаса), последние всегда имеют более легкий изотопный состав кислорода, что указывает на пониженные температуры воздуха. Большой разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых озерных кальцитах Беларуси предполагает возможность индикации температурных условий образования погребенных карбонатных осадков межледниковий и межстадиялов только путем совместного рассмотрения соотношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Так, значения $\delta^{18}\text{O}$, существенно превышающие $-(12-11)\text{‰}$, могут быть индикаторами климата более теплого, чем ныне, только на фоне величин $\delta^{13}\text{C}$, близких к равновесию с органиогенным углеродом. Величины $\delta^{18}\text{O}$ ниже $-(12-11)$, сопутствующие значениям $\delta^{13}\text{C}$, недалеким от равновесия с атмосферным углеродом, несомненно индицируют более низкие, чем в голоцене, температуры воздуха.

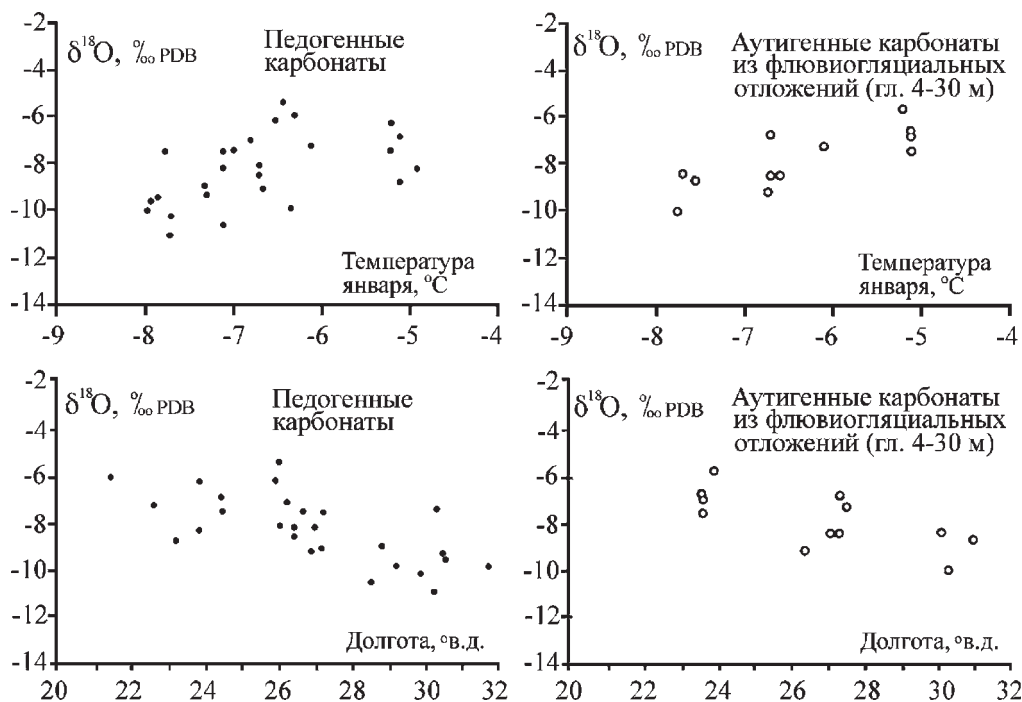


Рис. 2. Зависимость величины $\delta^{18}\text{O}$ современных педогенных карбонатов и карбонатных конкреций и цементов из сожских флювиогляциальных отложений от средней январской температуры воздуха в пунктах опробования и географической долготы пунктов опробования

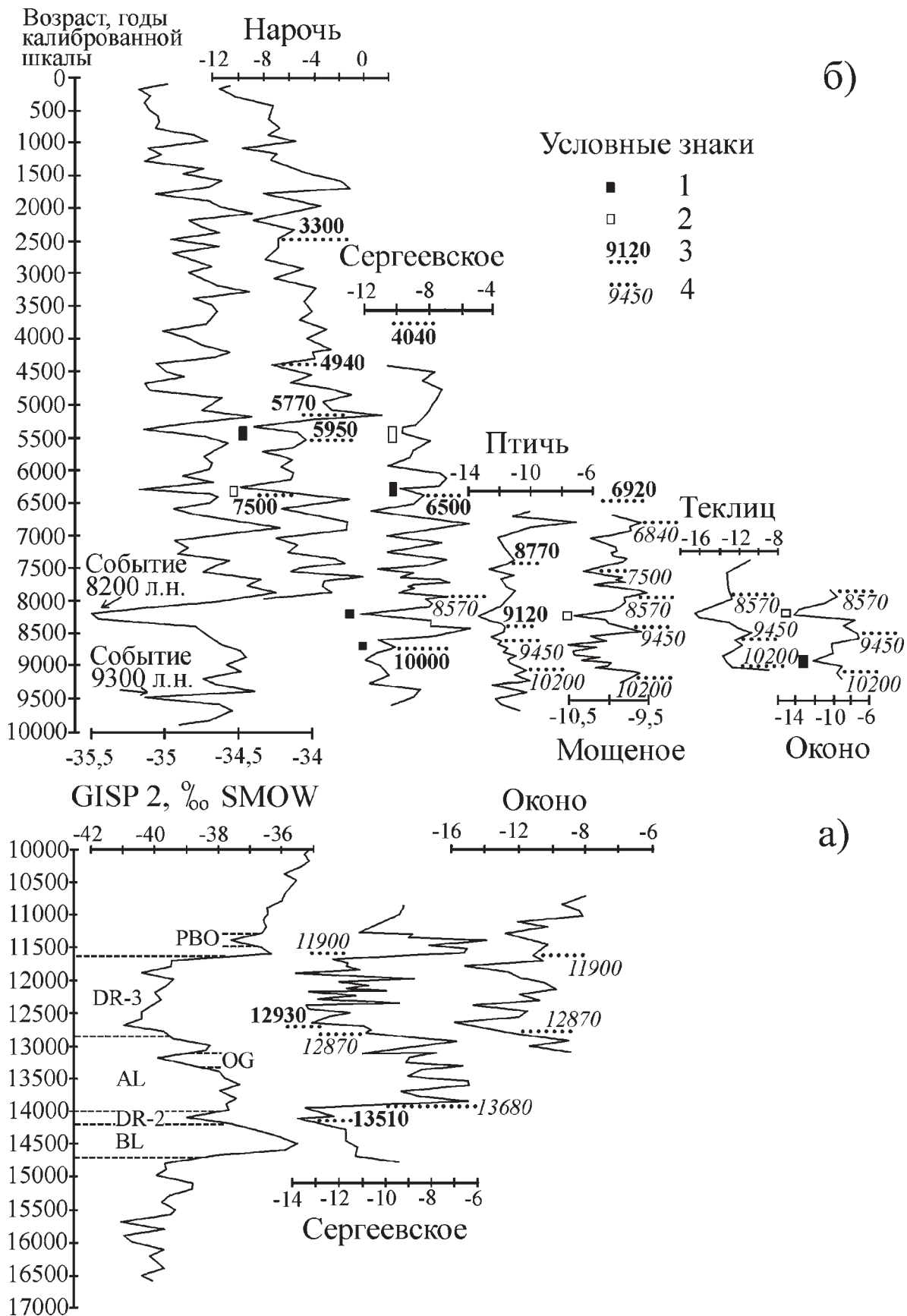


Рис. 3. Корреляция между кривыми $\delta^{18}\text{O}$ скважины GISP 2 (вода гренландского ледника, ‰ SMOW) и белорусских разрезов карбонатных озерных отложений (кальцит, ‰ PDB): а) позднеледниковые отрезки; б) голоценовые отрезки. Изотопные данные по гренландской скважине [3] осреднены по 100-летним интервалам. *Аббревиатуры:* BL — беллинг; DR-2 — средний дриас; AL — аллеред; OG — осцилляция Герцензее; DR-3 — поздний дриас; PBO — пребореальная осцилляция. *Условные знаки:* 1 — слои осадка, сильно обогащенные ОВ; 2 — слои осадка, незначительно обогащенные ОВ; 3 — медианы радиоуглеродных дат (кал. л. н.); 4 — хронологические оценки (кал. л. н.), основанные на пыльцевом зонировании (рубежам палинозон, т. е. этапов позднеледниковья — голоцена, приписаны даты, используемые в традиционной стратиграфической схеме [1])

Аномально легкий изотопный состав (как кислорода, так и углерода) выявлен в эфемерных сталактитах и сталагмитах, что связано с сильным кинетическим эффектом при ураганном осаждении кальцита (рН в растворе может достигать 12). Поэтому индикация техногенной добавки в городскую атмосферу изотопно-легкого углерода от сжигания топлива вряд ли возможна путем изучения кальцитовых натеков на бетонном субстрате. Сталагмиты имеют более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, чем сталактиты, что обусловлено осаждением значительных долей ^{18}O и ^{13}C на верхнем члене пары. Такой механизм, по-видимому, надо иметь в виду при палеоклиматических реконструкциях на основании анализа изотопного состава природных спелеотем.

Потенциал индикации обстановок литогенеза, в общем виде отраженный на диаграмме « $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ », может быть детализирован на нескольких примерах.

Так, из рис. 2 следует, что значения $\delta^{18}\text{O}$ современных педогенных карбонатов и карбонатов из сожских флювиогляциальных отложений принципиально сходным образом зависят от температуры января и долготы пунктов опробования, что связано с совместным воздействием континентального и воздушно-температурного эффекта фракционирования изотопов.

На рис. 3 представлена модель климатических изменений в позднеледниковье—голоцене Беларуси, основанная на корреляции пиков, сдвигов и трендов, видимых на белорусских кривых $\delta^{18}\text{O}$ кальцита, с событиями, распознаваемыми в надежно датированной изотопно-кислородной кривой воды гренландского ледника (скважина GISP 2) [3].

Методика построения модели подробно описана в [2]. Основные же выводы, вытекающие из предлагаемого сопоставления кривых, таковы. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в кальците белорусских озерных отложений являются результатом комбинированного воздействия изменений температуры воздуха и эффективной влажности климата. Потепление и/или аридизация вызывают утяжеление, а похолодание и/или усиление гумидности — облегчение изотопного состава кислорода кальцита. Белорусские кривые $\delta^{18}\text{O}$ кальцита и точно датированная изотопно-кислород-

ная (палеотемпературная) кривая скважины GISP 2 (вода гренландского ледника) имеют качественно подобные очертания и могут быть синхронизированы при допущении систематической удревненности изначальных (радиоуглеродных) хронологических моделей белорусских разрезов вследствие эффекта жесткой воды. Из этого следует, что: а) в Беларуси относительно теплым климатическим этапам позднеледниковья — голоцена была, как правило, свойственна пониженная эффективная влажность, а относительно холодным — повышенная; б) динамика климата Беларуси и более западных частей Европы характеризовалась существенной когерентностью и во многом была обусловлена изменчивостью структуры течений и особенностями термохалинной циркуляции в северной Атлантике. Выделен и датирован ряд палеоклиматических событий, среди которых наиболее ярко выражены: среднелиасовое похолодание (~14200—13900 кал. л. н.); аллердское потепление (13900—12800/12700 кал. л. н.); позднелиасовое похолодание (12800/12700—11600/11500 кал. л. н.); холодная и/или влажная фаза 9000—8600 кал. л. н.; теплая и сухая фаза 8600—8300 кал. л. н.; сильное холодное событие 8300—8100 кал. л. н.; преимущественно аридный период максимальных температур 8100—4700 кал. л. н., включающий относительно холодную и влажную фазу 6400—5350 кал. л. н.; длительный тренд похолодания и увлажнения 5200—2100 кал. л. н.; теплый и/или сухой эпизод 2100—1400 кал. л. н.; тренд похолодания и увлажнения с 1700 кал. л. н. по настоящее время.

Литература

1. Геология Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
2. Махнач Н. А., Зерницкая В. П. Климатические изменения в позднеледниковье—голоцене Беларуси (по данным изотопно-геохимического исследования аутигенного озерного кальцита) // Вучоныя запіскі Брэсцкага ўніверсітэта, 2010. Т. 6 (в печати).
3. The Greenland Summit Ice Cores CD-ROM. Available from the National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder, and the World Data Center A for Paleoclimatology — National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1997.

ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА – ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА СТРОМАТОЛИТОВ

Т. В. Литвинова

Геологический институт РАН, Москва
litvinova-geo@rambler.ru

Строматолитами называют прикрепленные ко дну органогенно-седиментационные постройки, которые возникли в результате сложного взаимодействия сообществ синезеленых водорослей и бактерий, сопровождаемого процессами осадконакопления [1, 2, 3 и др.]. В разрезе они представлены пачкой тонких нарастающих друг на друга карбонатных слоев. Stromatolites характеризуются чередованием преимущественно двух слоев разной окраски и микроструктуры, что связывают с попеременным формированием органогенного и минерального слоев. Ранее изучение этих пород осуществлялось с использованием бинокулярной лупы, а по морфологии построек и текстурно-структурным особенностям породы выделялись формальные таксоны. Таким путем выявить и тем более определить биологические признаки организмов-строматолитостроителей не удавалось.

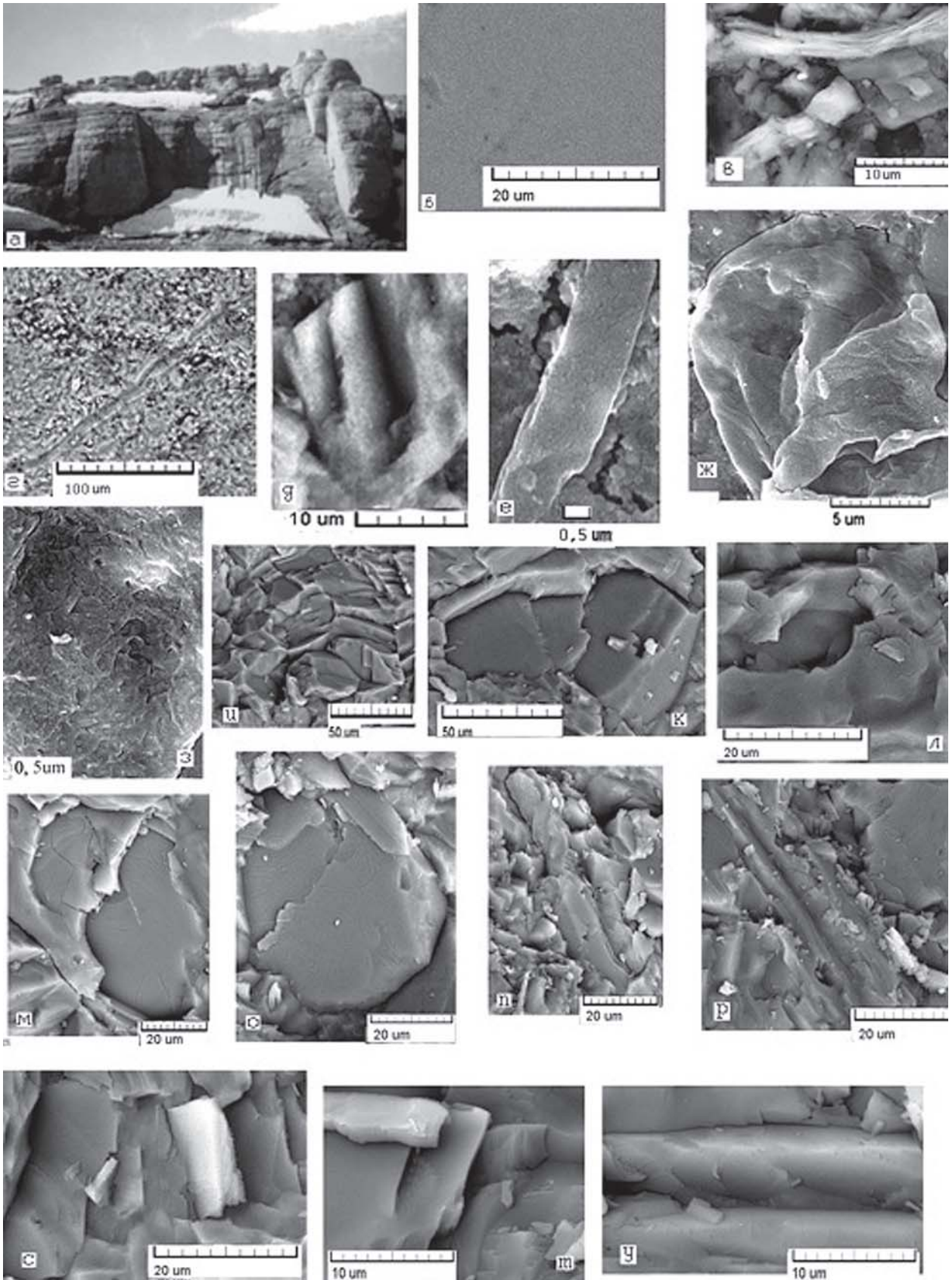
В данной работе предпринята попытка выявления биогенных ультрамикрочастиц в органогенных слоях строматолитов и изучения их морфологии и химического состава с помощью электронного микроскопа. С этой целью нами были отобраны разновозрастные таксоны строматолитов из одного разреза, что позволило сопоставить особенности их видового строения. Подобные исследования ранее не осуществлялись из-за того, что электронный микроскоп распознает компоненты породы не по оптическим свойствам, а по их химическому составу, а строматолиты сложены преимущественно однообразными карбонатными минералами. Для проведения работы потребовалось всестороннее исследование прозрачных и рудных шлифов, а также кусочков породы, что помогает дифференцировать микрочастицы по их рельефу. Предполагается, что изучение ультрамикроструктур строматолитов поможет приблизиться к пониманию их генезиса как целостной системы, включающей органические и неорганические составляющие, оценить роль биогенного фактора в их образовании и установить новые факты для реконструкции истории возникновения и формирования древнейших биогенных образований нашей планеты.

Для работы использован материал, собранный на северном склоне Анабарского поднятия, в разрезе безымянного ручья р. Фомич. Здесь был обнаружен нижнерифейский риф (см. рисунок, а), сложенный строматолитами хорошей сохранности. Отдельные строматолитовые постройки этого време-

ни описаны в районе р. Котуйкан, однако такой крупный риф на Анабарском поднятии был выявлен впервые, что расширило наши представления о фациальной изменчивости котуйканской свиты билляхской серии. В основном на севере формировались более глубоководные отложения рифея, чем в восточных районах Анабарского поднятия, однако обнаружение рифовой постройки указывает на то, что и здесь существовали достаточно протяженные зоны отмели. Видовой состав и строение строматолитов в основном соответствуют нижнерифейским постройкам этого района.

Нижнекотуйканская подсвита (R_1), сложена красноцветными доломитами и известняками с биогермами строматолитов мощностью до 200—250 м. Протяженность рифа около 3 км, он включает пластовые, желваковые и столбчатые строматолиты, отмечается постепенный переход одних типов построек в другие. Столбчатые строматолиты представлены преимущественно колонеллами, значительно реже — конофитонами. Нами были выявлены строматолиты трех видов *Colonnella*: *C. laminata* Komar, 1966, *C. kyllachii* Shapovalova, 1968 и новый, ранее не описанный вид *C. fomich*, а также неветвящиеся столбчатые строматолиты группы *Conophyton cylindricus* Maslov, 1939 и пластовые строматолиты группы *Irregularia Koroliuk*, 1960. Изучение перечисленных выше таксонов Под электронным микроскопом показало, что их минеральный слой представлен однообразной бесструктурной карбонатной массой (см. рисунок, б). Органогенный слой в каждом из них включает микрочастицы, морфология, состав и распределение в слое которых характерны только для данного таксона.

Рассмотрим более детально строение каждого из них. *C. laminata* характеризуется ленточной микроструктурой. Изучение ее под электронным микроскопом показало, что слоистость возникает преимущественно в результате скопления тесно сгруппированных вытянутых частиц, сложенных кальцитом с повышенным содержанием магния. Отдельные микрочастицы встречаются и в минеральном слое, причем здесь отчетливо фиксируется их нитевидное строение (см. рисунок, в). По составу они существенно отличается от вмещающих известняков и органогенного слоя присутствием С, Na, K, Si, Cl, Al, Ti, а также повышением количества Mg [4]. По-видимому, эти бактерии пытались выбраться на поверхность интенсивно выпадающего осадка, но им



это не удалось: в результате мы можем наблюдать замурованные в минеральном слое частицы с первичной морфологией и составом. Некоторым из них удалось выбраться на поверхность (см. рисунок, г), на что указывают следы нитевидных бактерий в минеральном слое. Иногда на электронном уровне можно наблюдать рост микростолбиков (см. рисунок, д). Возникновение органогенного слоя в *S. laminate* происходило в результате жизнедеятельности сообщества нитевидных бактерий, объединенных слизистой оболочкой, в результате чего и сформировалась ленточная микроструктура.

S. kyllachii характеризуются сгустковой микроструктурой. Под электронным микроскопом видно, что органогенный слой включает несоприкасающиеся друг с другом частицы. Их форма, строение и химический состав существенно отличаются от нитевидных образований *S. laminate*. Среди них выделяются вытянутые в длину и овальные частицы, а также образования, имеющие сложную конфигурацию (см. рисунок, е, ж, з). Все они сложены преимущественно доломитом, иногда — кремнеземом, и погружены в карбонатную породу (известняк) без каких-либо примесей. Обычно эти образования покрыты еще более мелкими (0.1 мкм) светлыми частичками, которые могут представлять собой беспорядочную «сыпь», либо быть вытянутыми в ряд параллельных цепочек, иногда изогнутых дугой. Эти мельчайшие образования имеют довольно сложный химический состав [4]. Для одних из них характерны присутствие хлора, высокие содержания углерода, натрия, калия, алюминия, редких земель. В составе вторых хлор отсутствует, но появляется фтор, количество углерода заметно уменьшается, однако возрастает содержание лантана и церия, появляется неодим. Наночастицы одного состава создают свою цепочку на поверхности более крупных образований, иногда наблюдаются области чередования цепочек разного состава. Каждая из разнообразных по форме изолированных микрочастиц, покрытая еще более мелкими наночастицами, представляла собой в прошлом сложную бактериальную колонию. В результате жизнедеятельности таких колоний и последующего их погребения в карбонатном осадке возникла сгустковая микроструктура, наблюдаемая нами ныне с помощью бинокулярной лупы.

Colonnella fomich характеризуется вертикальными параллельными столбиками правильной субцилиндрической формы с округло-овальным поперечным сечением, диаметр от 40 до 60 см, высота до 3 м. Столбы четко отделены друг от друга. Пространство между ними заполнено пелитоморфным светлым карбонатом. Строматолитовые слои образуют слабовыпуклые округлые арки. *S. fomich* имеет неравномерно-ленточную микроструктуру. Мощность темных слоев 0.3—3 мм, они невывержены, могут сближаться и прерываться. Светлые слои в несколько раз толще темных, их толщина составляет 3—4 мм. Наибольшее сходство эта форма имеет с *Colonnella laminata*, отличается от нее формой арки, прерывистой краевой частью и частой сближенностью темных слоев, для которых характерно присутствие элементов волнистости. Под электронным

микроскопом видно, что органогенный слой сложен округлыми однотипными частицами с повышенным содержанием углерода, часто «упакованными» в тонкостенные ячейки (см. рисунок, и). По-видимому, в этом случае бактериальная колония напоминала собой улей, в котором каждая из бактерий занимала свою ячейку (см. рисунок, л), в которой и происходило деление клетки (см. рисунок, к). Ряды ячеек создают неравномерно-ленточную структуру, формируя элементы волнистости микрослоев и их сближения за счет скопления нескольких рядов.

Conophyton cylindricum Maslov, 1939 имеет ленточно-полосчатую микроструктуру. Светлые и темные слои относительно выдержаны по мощности в пределах одного слоя, но их толщина может изменяться в разрезе. В осевой части темные слои иногда резко увеличиваются в толщине, распадаясь на несколько округлых неправильных сгустков. Под электронным микроскопом видно, что органогенный слой сложен относительно крупными (40—60 мкм) округлыми частицами (см. рисунок, м, о), характеризующимися повышенным содержанием углерода. Большинство из них имеют овальную форму, причем каждая из частиц окружена одной или несколькими оболочками. Промежутки между ними заполняют образования вытянутой формы (рисунок, п, р), размер которых не превышает 12×50 мкм, чаще 6×10—15 мкм. Тесное расположение частиц в органогенном слое формирует ленточную микроструктуру, а форма округлых образований нарушает линейность слоя и создает неправильные сгустки или «кучевые» облака [2], однако общая слоистость сохраняется.

Пластовые строматолиты группы *Irregularia Kogoliuk*, 1960 представляют собой постройки с наследственным нарастанием слоев и ленточно-пятнисто-бахромистой микроструктурой; темные микрослои часто имеют неровную (бахромчатую) нижнюю границу и пятнисто-комковатое строение, их толщина изменяется от 0.1 до 0.5 мм. Светлые слои в основном перекристаллизованы, их мощность составляет 0.5—0.7 мм. Под электронным микроскопом видно, что органогенный слой в пластовых строматолитах *Irregularia* сложен преимущественно вытянутыми палочковидными образованиями (см. рисунок, с, т, у) размером от 6 до 25 мкм в длину, в разы превышающей ширину (0.2—8 мкм). Они характеризуются повышенным содержанием углерода, неровными краями поперечной части и отсутствием внутренней структуры. Встречаются и округлые частицы, но их количество значительно меньше. Не исключено, что часть из них, судя по величине диаметра, может являться поперечным срезом тех же вытянутых образований. Палочковидные частицы беспорядочно разбросаны в пределах слоя (см. рисунок, т), что отличает ультрамикроструктуру пластового строматолита группы *Irregularia* от изученных ранее образований *S. laminate*, в которой частицы ориентированы параллельно друг другу и в одном направлении, имеют нитевидное строение и меньший размер. Такое беспорядочно-групповое нагромождение палочковидных образований и формирует ленточно-пят-

нистую микроструктуру, а неровные края трубочек создают так называемую бахрому, которая фиксируется исследователями при изучении микроструктуры с помощью бинокля [5].

Итак, электронно-микроскопическое исследование показывает, что формирование в каждом из изученных нами таксонов той или иной микроструктуры, наблюдавшейся при помощи биноклярной лупы, зависит от строения органогенного слоя, который включает определенные сообщества организмов — строматолитостроителей.

Процесс роста строматолитовых построек осуществлялся следующим образом. Цианобактериальная колония создавала на поверхности слоя тонкую биопленку из тесно переплетающихся бактерий и водорослей, покрытых слизистым чехлом. Развитие бактериальных пленок происходило не только при высоком содержании в воде растворенных солей кальция, но и в присутствии других солей, на что указывает наличие K, Na, Cl в биоморфных частицах [4]. Слизистый чехол цианобактерий, развивающийся на минеральном слое, способен накапливать ряд элементов, причем максимальное количество магния, как установлено опытным путем, обнаруживается на поверхности такого карбонатного чехла [6]. Поэтому большинство частиц сложены кальцитом с повышенным содержанием магния, либо доломитом, что отличает их от минерального слоя. В результате изъятия организмами углекислого газа возрастает рН и щелочной резерв среды. Высокая степень минерализации водной среды и увеличение кислотно-щелочного баланса приводили к выпадению осадка [7]. Таким образом, сообщество цианобактерий являлось индикатором литогенеза строматолитов: оно способствовало и образованию и транспортировке биогенных карбонатов. Образование осадка контролировалось также органическими соединениями, являвшимися продуктами жизнедеятельности бактерий, на что указывает присутствие в частицах большого количества углерода. При выпадении осадка большая часть колонии погибала, но отдельным трихомам удавалось выбраться на поверхность. Особи, достигшие поверхности осадка, росли, размножались и создавали новую биопленку, процветающую до следующего интенсивного поступления осадочного материала. Геохимически активное органическое вещество, попадая в осадок, способствовало миграции микроэлементов в пределах еще нелитифицированного органического слоя [8]. Однако в тех случаях, когда организмам

не удавалось добраться до поверхности нового минерального слоя, они погибали, при этом, как было показано выше, первичный состав и морфология частиц сохранялись. Более поздние вторичные процессы существенно изменили строение докембрийских пород, объединив в единое целое их биотические и абиотические составляющие, что и привело к образованию слоистых строматолитовых построек.

Строматолитовый риф в прошлом представлял собой сложную самодостаточную экосистему, возникшую в условиях мелководного бассейна. Каждое из цианобактериальных сообществ включало, по-видимому, определенные виды организмов, которые смогли приспособиться к изменчивым внешним условиям. Их взаимодействие [9] и обеспечивало устойчивость всей экосистемы на протяжении длительных периодов времени, а индивидуальность каждого биоценоза создала достаточно изменчивую структуру строматолитов в пределах относительно выдержанной текстуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 10 0500294.

Литература

1. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя. М.: Наука, 1975. 425 с.
2. Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.
3. Орлеанский В. К., Раабен М. Е. Строматолиты — живые буквы каменной летописи Земли // Природа, 1998. № 11. С. 68—85.
4. Литвинова Т. В. Новые данные по строению и составу строматолитовых построек (С. Прианабарье) // Литология и полез. ископаемые, 2009. № 4. С. 428—437.
5. Королюк И. К. Строматолиты верхнего докембрия // Стратиграфия СССР. Т. 2. С. 220—307.
6. Зайцева Л. В. Минерализация в бактериальном мате (лабораторное моделирование) // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень: Материалы III Международного симпозиума 26—29 июня // СПб: СПбГУ, 2007. С. 80—82.
7. Орлеанский В. К. Сумина Е. Л. Биология осцилляториевых водорослей (цианобактерий) и строматолитообразование // Проблемы экологии и физиологии микроорганизмов: Материалы научн. конф. М.: Диалог-МГУ, 2000. С. 86.
8. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: ИЛИМ, 1978. 400 с.
9. Алкофильные микробные сообщества. М.: Наука, 2007. 396 с. (Тр. Ин-та микробиологии. Вып. XIV).

БИОГЕННОЕ КОНКРЕЦЕОБРАЗОВАНИЕ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. Ю. Малёнкина

Геологический институт РАН, Москва
maleo@mail.ru

Различные минералы-индикаторы условий литогенеза в мезозойских отложениях Восточно-Европейской платформы довольно часто встречаются в конкрециях и микроконкрециях. Как известно, конкреции — это обособленные минеральные тела, образующиеся за счет диффузионной концентрации рассеянных компонентов вмещающего осадка, а также процессов раскристаллизации коллоидов и метасоматоза (псевдоморфизма). Вообще, конкреции образуются на всех стадиях литогенеза и преобразования осадочной породы: в седиментогенезе, диагенезе, катагенезе, метагенезе, метаморфизме и гипергенном эпигенезе [2].

Среди мезозойских конкреций Восточно-Европейской платформы наиболее распространенными являются синседиментационные и раннедиагенетические. Центрами роста таких конкреций часто оказываются органические остатки. Это не случайно.

Во-первых, фауна, в частности бентосная, обитает на морском дне, в грунте и на нем, т. е. близ границы раздела вода — осадок, где происходят также процессы седименто- и диагенеза, при этом она не может не оказывать на них влияния. Так, роющие и илоядные животные нарушают целостность осадка, создавая неоднородность, не только структурную, но и геохимическую. Первичная неоднородность осадка в условиях открытой системы порождает затем перераспределение различных веществ внутри него путем диффузии. Другая фауна и флора (планктон, нектон и пр.), отмирая, также захороняется в осадке, образуя скопления различных веществ. Иногда это происходит на месте обитания (локальные скопления губковых зарослей, кораллов, устричные банки и др.), нередко в ходах зарывающихся животных, с продуктами их жизнедеятельности, иногда остатки перемещаются и сгущаются, образуя прослой и линзы.

Во-вторых, немедленно, после гибели организма или поступления другой органики в осадок, начинается бактериальное разложение органического вещества. При этом, за счет метаболизма бактерий и других прокариот, этот процесс способствует изменению окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных свойств осадка на локальных барьерах и вызывает аутигенное минералообразование, либо модификацию первичного состава, то есть замещение (фосфатизацию, пиритизацию, окремнение, кальцитизацию, доломитизацию и др.). Процесс бактериального разложения протекает до тех пор, пока среда не приходит в равновесие, т. е. может происходить постепенное наращивание минерального тела от центра (затравки) к краям. То же самое наблюдается и при конкрецеобразовании.

Поскольку основную массу мезозойских конкреций составляют седиментационные и раннедиагенетические [2], образующиеся при тесном биохимическом взаимодействии с прокариотами, большинство таких конкреций имеет биохемогенное (биогенное) происхождение. Особенно четко это видно при изучении мезозойских фосфоритовых конкреций, так как процесс фосфатизации очень быстрый и скелеты организмов очень часто сохраняют мельчайшие детали первичной структуры. При этом обычно фосфатируется вся органика, в том числе и сами бактерии.

Наши исследования демонстрируют, что юрские и меловые фосфориты фиксируют как весь спектр организмов, населявших рассматриваемую часть бассейна (в виде замещенных остатков), так и оставленные ими следы (ихнофосилии), иногда другие проявления жизнедеятельности (строматолиты, копролиты и пр.), а также особенности захоронения [4—6, 9].

Матрикс практически всех изучавшихся фосфоритов содержит также сохранившиеся фрагменты различных цианобактериальных матов и бактериально-водорослевых комплексов, выглядящие под сканирующим электронным микроскопом либо в виде пористого губчатого фосфата, либо в виде трубчатых, нитчатых, палочковидных и сфероидальных образований [9]. Так, в ряде образцов можно наблюдать полые трубки круглого сечения диаметром 1—5 мкм, являющиеся, вероятно чехлами трихом нитчатых цианобактерий *Thormidium* и *Microcoleus* и длинные нитевидные фосфатные структуры, подобные актиномицетам. В других ясно видны скопления мелких округлых образований 0.5—1 мкм, подобных скоплениям коккоидных бактерий *Synechococcus*, некоторые из них с остатками гликокаликса. Встречаются также палочковидные (бациллообразные) структуры, размерами от 4 до 15—20 мкм по длине и 1—5 мкм по ширине. На поверхности некоторых зерен внутри желваков наблюдаются сложнопереpletенные полые трубчатые формы переменного диаметра 2—5 мкм, представляющие собой, вероятно, псевдоморфозы фосфата по водорослям, выросшим на кварце как на субстрате [4].

Своеобразные кампанские фосфатные образования представляют собой зерна, микроагрегаты, микроконкреции, биодетрит, пленки и многослойные оболочки на различных минералах в верхах нижнего кампана на западе Воронежской антеклизы. Оптико-микроскопическими и электронно-микроскопическими исследованиями автора показано, что биодетрит представлен обычно обломками макро- и микрофауны, а также фрагментами фосфатизированных микробных комплексов

[4]. Некоторые зерна, по-видимому, являются коп-ролитами. Нередко все зерно представляет собой цианобактериальный мат, который иногда обволакивается концентрическими многослойными фосфатными оболочками. Оболочки некоторых микроконкреций сохраняют свое первичное строение, их слои сложены скоплением псевдоморфоз по бактериально-водорослевым комплексам и очевидно, что они представляют собой онколиты. Ядром такого онколита может служить не обязательно фосфатное зерно, но и зерна других минералов, таких как кварц, глауконит и тяжелые минералы, выполняющих роль субстрата, на котором поселялись колонии цианобактерий [9]. В других случаях, процесс раскристаллизации стирает это, видны лишь многочисленные ряды корок массивного или игольчатого строения, такие зерна обычно называют оолитами. Возможно, цианобактериальные маты играли большую роль и при формировании сеноманских фосфатных плит, но это пока остается до конца невыясненным из-за раскристаллизации их поверхностей.

Особый интерес представляют биолиты, тесно связанные с жизнедеятельностью бактериально-водорослевых комплексов, являющиеся результатом их взаимодействия с окружающей средой. Таковы тромболиты — сгустковые, лишённые отчётливой слоистости постройки, строматолиты — слоистые биоседиментационные структуры и онколиты — округлые слоистые, но лишённые связи с субстратом. По существу все они представляют собой литифицированные альгобактериальные, в основном цианобактериальные маты [7]. По составу они чаще всего карбонатные, но бывают также кремнистые и фосфатные. Они образуют как одиночные тела разнообразной формы, так и многочисленные скопления.

Различаются пластообразные, линзовидные, куполовидные, столбообразные и округло-шаровидные постройки. Они могут рассматриваться как конкреции, образованные в результате жизнедеятельности организмов, поскольку цианобактериальное сообщество, продуцирующее строматолиты, составлено разными группами бактерий и имеет вполне характерное строение [1]. Верхний слой занят тонкой пленкой аэробных флексибактерий (*Aphanocapsa*, *Dunaliella*). Ниже идет фотосинтезирующий слой цианобактерий, выделяющих O_2 и поглощающих CO_2 с резким подщелачиванием среды. Под ним располагаются отмирающие цианобактерии, развиваются микроаэрофильные организмы и происходит поглощение кислорода. Еще ниже идет слой пурпурных анаэробных фотосинтезирующих бактерий (например, *Ectothiorhodospira*). Под ним располагается слой организмов, продуцирующих сероводород. Такая структура многократно повторяется.

Цианобактериальное сообщество представляет серию геохимических барьеров — окислительно-щелочного, сероводородного. В результате в нем происходит формирование минералов, из которых особенно характерно отложение карбонатов и гипса. Поэтому сообщество легко литифицируется и превращается в строматолиты [1]. Этот механизм вполне укладывается в стандартную схему форми-

рования конкреций. Неудивительно, что некоторые исследователи вообще большинство существующих конкреций склонны считать продуктами циано-бактериальных сообществ [3].

Наши исследования 2007—2009 гг. обширного материала по юрским строматолитам Русской плиты (из нескольких разрезов Москвы, с. Каменная Тяжина, карьеров близ ст. Гжель и с. Никитское, Московская обл.; с. Михаленино и г. Макарьева, Костромская обл., а также р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья) подтверждают, что часть конкреций (в том числе и фосфатных) имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение. Вполне вероятно, что среди других имеются и тромболиты.

В конце 2007 г. в юрских отложениях Москвы при исследовании стройплощадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) автором были впервые на территории Московской синеклизы были обнаружены разнообразные строматолитовые постройки [6]. Позже они были выявлены и в других разрезах Московского региона. Ранее на Восточно-Европейской платформе в России они отмечались лишь однажды — в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [8].

Юрские строматолиты Московской синеклизы относятся, согласно классификации М. Е. Раабен [7], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловей-оксфорда. Келловейские строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов, окружающих пород и пластовые постройки, общей мощностью до 0.35 м. Нижне- и среднеоксфордские — бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15—25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющимися палеорельеф дна. Строматолиты сложены тонкими чередующимися слоями карбонатов, ожелезненных или пиритизированных, глауконита и фосфата, редко нацело фосфатны. Слойки четкие, разной толщины (от сотых долей мм до 1—2 мм), волнистые, выпуклые, иногда распадающиеся на короткие микростолбики диаметром 0.05—0.5 мм. В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков (5—10 см) и пластовых образований, общей мощностью 0.05—0.2 м, в основном глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине, и протягиваются, не прерываясь, на десятки и сотни метров, являясь региональным репером. Вероятно, юрские строматолитовые (и тромболитовые) постройки распространены еще шире на платформе (по крайней мере, в пределах всей территории Московской синеклизы), но просто не были замечены ранее вследствие того, что они не имеют стратиграфического значения. Кроме того, стороны, их могли принимать за обычные карбонатные, пиритовые или фосфатные конкреции.

Уникальные фосфатные строматолиты на правом склоне долины р. Сухой Песчанки, в ее среднем течении, изучались нами летом 2008 г., в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Они залегают на пес-

ках келловей в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки мощностью около 2 м. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд) по классификации [7] относятся к пластовым. Они субгоризонтально слоистые, реже волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда развиваются некрупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15—20 см. Нередки раздувы, утонения или выклинивания отдельных слоёв, четко различающихся по цвету. Строматолитовые постройки из верхнего слоя (кимеридж) принадлежат к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов [7]. Их субцилиндрические слоистые вертикальные столбики диаметром 5—20 см, высотой 20—35 см, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко обособлены от вмещающего глауконитового песка, содержащего их фрагменты (размерами 1—6 см). Столбики насыщены макрофауной (белемниты, раковины двустворок и аммонитов с фосфатными ядрами) и венчаются пористой светло-серой «шапочкой» грибовидной формы (3—10 см), с многочисленными сверлениями, с комковато-слоистой текстурой и с вертикальными бороздками.

Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40—50 % сложены скрытокристаллическим фосфатом, в различной степени ожелезненным и загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и неокатанным терригенным материалом алевритовой и мелкозернистой размерности; присутствует глауконит (до 50 %). Среди биокластов присутствуют спикулы губок, скелетные элементы иглокожих, известковые водоросли, копrolиты, реже планктон.

Выше обоих этих слоев и в промежутке между ними во вмещающих породах содержатся округлые фосфоритовые желваки (от 1 до 12 см), чаще всего со слоистыми строматолитовыми текстурами. Ранее, до В. Н. Силантьева [8], считалось, что строматолиты верхнего слоя — это веретенообразные конкреции, нижний слой — фосфатная плита.

На основании вышеизложенного можно заключить, что, по крайней мере, часть конкреций имеет бактериально-водорослевое, т. е. биохомогенное происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. *Заварзин Г. А.* Особенности эволюции прокариот // Эволюция и биоценоотические кризисы. М.: Наука, 1987. С. 144—158.
2. *Зарицкий П. В., Македонов А. В.* Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Геол. ж., 1985. Т. 45. № 6. С. 101—105.
3. *Леонова Л. В., Королев Э. А., Галеев А. А.* Конкреции: хомогенные стяжения или биолиты? // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Международ. минералогич. сем. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 311—313.
4. *Малёнкина С. Ю.* Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб: СПбГУ, 2005. С. 209—225.
5. *Малёнкина С. Ю.* Организмы-концентраторы фосфора в юре центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М., 2005. С. 151—154.
6. *Малёнкина С. Ю.* Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всерос. совещ. Науч. материалы. Саратов: Наука, 2009. С. 129—132.
7. *Раабен М. Е.* Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52—58.
8. *Силантьев В. Н.* Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Докл. АН СССР, 1989. Т. 308. № 5. С. 1197—1199.
9. *Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Малёнкина С. Ю.* и др. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учеб. пособие. — Воронеж: Воронеж. ун-т., 2004. 79 с.

МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ В ДИАГЕНЕЗЕ КОСТИ ПЛЕЗИОЗАВРОВ И ИХТИОЗАВРОВ В КЕЛЛОВЕЙСКИХ ГЛИНАХ СЫСОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Б. А. Мальков¹, А. Л. Холопова², М. Л. Холопова²

¹ Коми государственный пединститут, Сыктывкар; *malkov36@mail.ru*

² Геологический факультет Московского государственного университета, Москва

Летом 2000 г. в 57 км южнее Сыктывкара у дер. Каргорт в келловейских глинах на берегу Сысолы, в днище Сысольского мезозойского бассейна горючих сланцев, были сделаны первые находки разрозненных «костей» ихтиозавров и плезиозавров [14]. Единичные находки повторялись на протяжении последующих десяти лет. Ограниченная площадь и небольшая протяженность выходов горизонтального пласта келловейских костеносных глин (всего около 200 м) вдоль речного берега и залегание его (пласта) в самом основании обрыва, размываемого водами Сысолы, серьёзно затрудняют поиски. Максимальная видимая мощность пласта костеносных глин — 4 м (рис. 1). Над ним непосредственно залегает мощная (около 10—20 м) толща флювиогляциальных отложений плейстоцена, слагающих тело крупного оползня. Из пористых флювиогляциальных отложений в зоне их пологого налегания на водоупорные келловейские глины сочатся подземные воды, окрашенные в ярко-оранжевые тона. Наиболее благоприятны условия поиска окаменелостей — в период межени (конец лета—начало осени). В результате размокания и набухания плотных монтмориллонитовых глин происходит высвобождение тя-

жёлых окаменелостей из глинистой матрицы, сползание их по влажному крутому склону на дно реки прямо к подножию пласта костеносных глин. Несколько новых интересных минерализованных костных фрагментов были найдены и изучены нами летом 2009 и осенью 2010 г. В их числе — самый крупный (массой 262.4 г) и самый мелкий (массой 39 г) позвонок плезиозавра, пополнившие нашу коллекцию в прошлом году. А осенью текущего года найдены: средний по величине и массе (104 г) позвонок плезиозавра, три крупных обломка «костей» плечевого пояса, массой 140.8, 66.9 и 49.6 г каждый, и изящный с гофрированной боковой поверхностью грудинный конец ключицы, массой 19.2 г (рис. 2, а—е).

У большинства позвонков плезиозавра характерные для них невральные дуги отсутствуют (утрачены). Масса крупнейшего (~262.4 г) из 17 найденных нами за всё время поисков позвонков на порядок превосходит массу (~39 г) самого мелкого из них (рис. 2, а—в). Средний по величине и массе (~104 г) позвонок имеет диаметр 4.3 см — почти такой же, как у крупнейшего (~4.5 см) позвонка (рис. 2, б—в). При этом по своей длине (~2.7 см) средний по мас-



Рис. 1. Пласт келловейских костеносных глин в основании левобережного обрыва р. Сысолы у дер. Каргорт

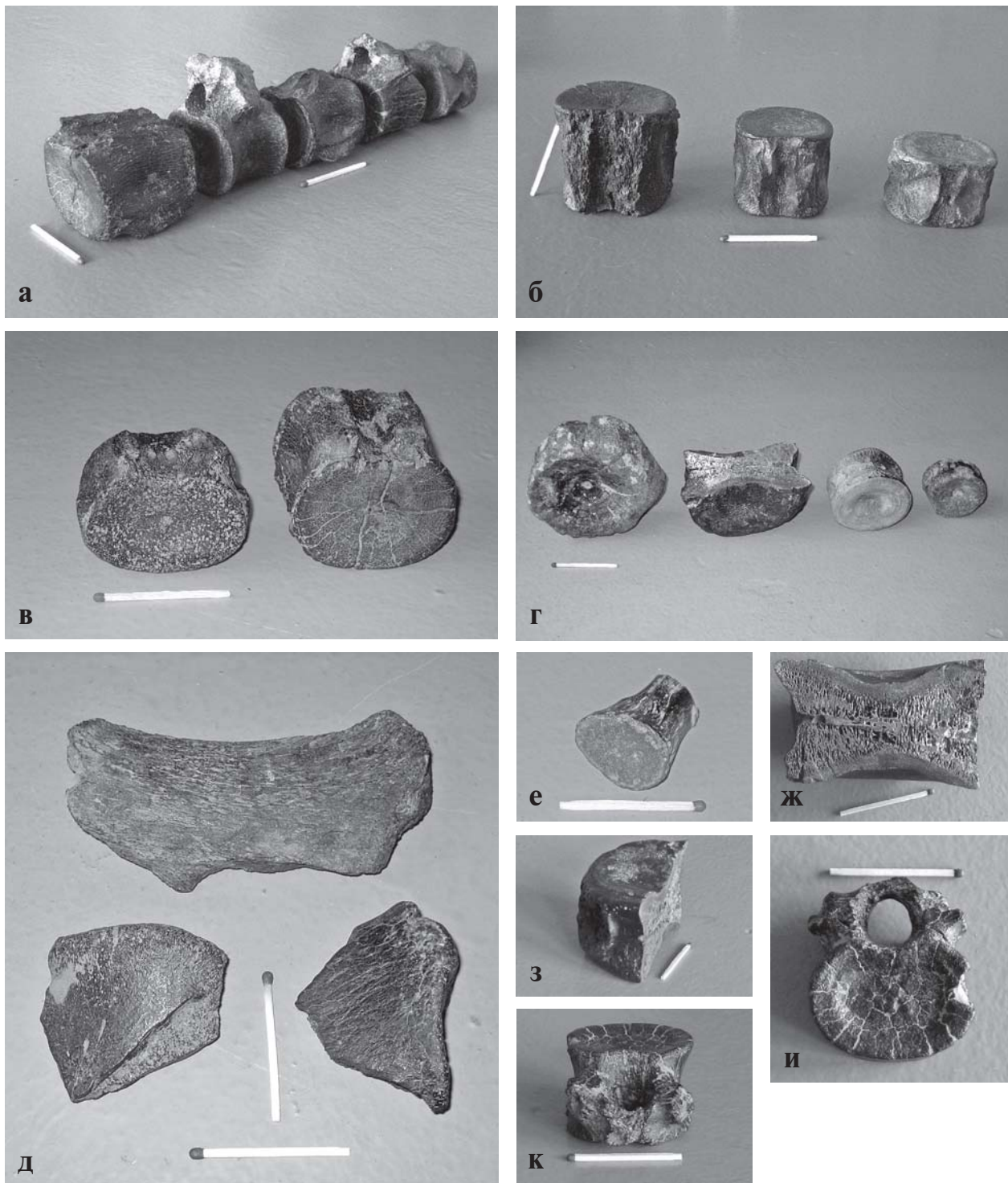


Рис. 2. «Разнокалиберные» позвонки плезиозавров (а—в) и ихтиозавров (г); фрагменты «костей» плечевого пояса плезиозавра (д); грудинный конец ключицы плезиозавра с гофрированной боковой поверхностью (е); внутренняя структура минерализованного позвонка ихтиозавра на продольном срезе (ж—з); позвонок плезиозавра с сохранившейся невралью дугой в двух ракурсах (и—к)

се позвонки почти вдвое уступает самому крупному (~5 см). Известно, что длина одинаковых по диаметру позвонков различна в шейных, туловищных и хвостовых отделах позвоночника конкретного индивида.

Неплохая сохранность «костей» морских ящеров в келловейских глинах объясняется их интенсивной минерализацией в диагенезе, выражающейся в замещении первичной органической костной ткани карбонатистым фторапатитом — франколи-

том и частичным заполнением её пор пиритом. Плотность минерализованных костей при этом повышается в 2—2.5 раза, приближаясь к плотности апатита [12]. При минерализации костей ящеров в них хорошо сохраняется волокнистая структура костной ткани и чёткий кольцевой рисунок на торцовых частях позвонков, напоминающий годовые кольца деревьев. Форма и характер поверхности «костей» морских ящеров были сформированы в донных илах задолго до стадии диагенеза. Некоторые

«кости» несут явные следы повреждений от зубов каких-то хищников. Не исключено, что ихтиозавры поедали мелких плезиозавров. Поверхность «костей» наилучшей сохранности, извлечённых непосредственно из пласта келловейских глин, например, позвонков плезиозавров, обломков рёбер и ключицы, — блестящая чёрная и гладкая. У остальных поверхность неровная, шероховатая («шагреновая»), тускло-серого цвета. Наихудшей сохранностью отличаются переотложенные минерализованные кости морских ящеров, извлечённые из современного речного галечника р. Сысолы у подножия коренных выходов костеносных глин.

В районе наших поисков у деревни Каргорт, там, где р. Сысола в крутой излучине подмывает свой левый берег, ежегодно разрушается 10—20 см берегового уступа. Поскольку полные скелеты морских ящеров до сих пор здесь не встречены, нам приходится оценивать максимальные размеры ящеров по самым крупным их костным фрагментам, среди которых преобладают туловищные, шейные и хвостовые позвонки, обломки рёбер и конечностей. Понятно, что максимальные размеры позвонков пропорциональны размерам их хозяев. Это прекрасно иллюстрируют редкие уцелевшие в породах отпечатки морских ящеров и образцы их полных скелетов, представленные в лучших палеонтологических музеях мира [4]. Диаметр крупнейшего позвонка ихтиозавра и общая длина ящера в полных музейных скелетах соотносятся примерно как 1:70. У плезиозавров это соотношение примерно такое же. Диаметр самого крупного найденного нами в прошлые годы туловищного позвонка ихтиозавра — 8 см (рис. 2, г), а позвонка плезиозавра — 4.5 см (рис. 2, б—в). Это позволяет оценить максимальную длину местных ихтиозавров в 6.5 м, а плезиозавров — в 3.6 м.

За последние 200 лет в разных частях света геологами были сделаны находки разных по величине и сохранности скелетов морских ящеров. На британском берегу Ла-Манша в 1810 г. двенадцатилетняя Мэри Эннинг нашла остатки полного скелета ихтиозавра, а спустя десять лет она же обнаружила остатки скелета другого морского ящера — плезиозавра [4]. Морские ящеры «Юрского берега» Великобритании имеют раннеюрский возраст порядка 175—200 млн лет. Они древнее наших келловейских ящеров, примерный возраст которых около 165 млн лет. Недавно остатки почти полного скелета плезиозавра длиной 3.5 м вновь были обнаружены в известняках «Юрского берега».

В Американских Кордильерах в штате Невада в 1928 г. профессором Мюллером был обнаружен полный скелет ихтиозавра длиной до 12 м. А в 1953 году, в результате планомерных раскопок усилиями профессоров Ч. Кемпа и С. Уэллеса, количество находок увеличилось до 37. Эти гигантские ихтиозавры, жившие в позднем триасе около 228—203.6 млн лет назад, получили название «шонизавров» по месту их обнаружения в горах Шошони, расположенных в самом центре Большого бассейна провинции Бассейнов и Хребтов. В 1972 г. такие же гигантские ихтиозавры были обнаружены китайс-

кими геологами на высоте 4800 м в Гималаях, вблизи Эвереста, и в Тибете. Несколько позднее такие же гиганты были найдены в горах Британской Колумбии на западе Канады. Эти рептилии величиной с современную касатку или кашалота были самыми грозными хищниками триасовых морей и океанов. Максимальных размеров ихтиозавры достигли в карнийском и норийском веках позднего триаса около 228—203.6 млн лет тому назад. Самый крупный из них «шонизавр» был обнаружен в 1991 г. в Британской Колумбии в морских отложениях норийского яруса. Его раскопки под руководством Элизабет Николс продолжались в 1998—2003 гг. Полное описание этого гиганта было завершено в 2004 г. Он имел четырёхметровый череп и длину 17—20 м. Диаметр его дисковидных двойковогнутых позвонков достигал 25 см. В этих же отложениях встречались отдельные позвонки ещё большего диаметра, хозяевами которых были, вероятно, особо крупные индивиды (<http://ru.wikipedia.org/wiki/Shonisaurus>).

Определение размеров морских ящеров по величине их туловищных позвонков — простейший и достаточно надёжный метод в тех случаях, когда полные скелеты в костеносных отложениях по каким-то причинам не сохранились или отсутствуют. Пропорциональность размеров отдельных позвонков и других частей скелета общим размерам ихтиозавров достаточно очевидна. Это было ясно ещё триста лет назад Дж. Свифту, когда в его знаменитых «Путешествиях» портные лилипуты «смерили большой палец правой руки» у Гулливера для того, чтобы «путём математических расчётов» определить все остальные параметры его тела [10].

Сегодня наибольшее количество находок гигантских скелетов триасовых «шонизавров» (всего около 37 экземпляров) сделано в провинции Бассейнов и Хребтов в штате Невада. Именно поэтому «шонизавр» стал официальным символом этого штата. В Берлинском заповеднике в центре Невады туристы могут наблюдать тщательно охраняемые остатки полных скелетов этих гигантских рептилий на месте раскопок. Единственный экземпляр «шонизавра» находится в музее Лас-Вегаса (<http://ru.wikipedia.org/wiki/Shonisaurus>). В 2008 г. в массиве Огаста того же штата был найден ещё один триасовый гигантский (более 12 м) ихтиозавр с черепом хорошей сохранности и крупными до 12 см зубами клиновидной формы. Эта редкая находка была сделана сотрудниками Чикагского университета [1].

Многие наиболее известные скопления скелетов мезозойских морских рептилий обнаружены геологами высоко в горах: в Кордильерах Британской Колумбии и Соединённых Штатов, в Гималаях и Тибете, в горах Японии вблизи Токио, на Шпицбергене, в Австралии и Антарктиде. На месте всех этих киммерийских и альпийских горных сооружений в мезозойскую эру простирался мировой океан или шельф окраинных морей. Огромные пространства Евразии периодически затоплялись юрскими морями. Находки морских рептилий известны на британском берегу Ла-Манша, на юге Швеции, в

Германии, в Европейской части России: на берегах р. Оки, в верховьях Камы и Среднем Поволжье. Пока неизвестны находки морских рептилий на Европейском Севере и в Западной Сибири. Но многократные юрские бореальные трансгрессии, далеко проникавшие на юг Западной Сибири, север и восток Сибирской платформы, на Европейский Север в бассейн Печоры, создавали самые благоприятные условия для обитания морских ящеров [3, 6, 8, 9]. Обнаружение их скелетов в мезозойских отложениях Европейского Севера, Западной Сибири и на окраинах Сибирской платформы — это, вероятно, лишь вопрос времени, методики поисков и, наконец, финансовых возможностей. Случайные единичные находки в речном галечнике переотложенных позвонков морских ящеров известны на р. Айюве (притоке Ижмы) вблизи ж.-д. ст. Керки к северу от Ухты.

Раннекелловейская морская трансгрессия — одна из крупнейших в юрском периоде — была вызвана глобальным потеплением, начавшимся в середине юры и достигшим максимума в меловом периоде, когда ледовые полярные шапки Земли сократились в размерах до минимума, тем самым значительно повысив уровень мирового океана [2]. Трансгрессия соединила океанические бассейны Арктики и Тетиса и повлекла за собой расширение ареала многих бореальных и тетических видов [6, 9]. Келловейский морской бассейн охватывал всю Печорскую синеклизу и центральные районы Русской плиты [6]. Келловейские отложения на Русской плите, там, где они сохранились, прослеживаются в морских фациях в пределах Сысольской и Яренгской котловин и в Московской синеклизе. На р. Оке в Рязанской области, всего в 150—200 км от Москвы, известны редкие находки минерализованных костей плезиозавров [5], аналогичные таким же находкам в бассейне Сысолы [11, 12, 14]. В келловейских литоральных и сублиторальных отложениях Подмоскovie и в черте г. Москвы костные фрагменты морских ящеров, казалось бы, тоже должны присутствовать, но пока, к сожалению, не зафиксированы [7]. Можно ожидать находки костей морских ящеров в келловейских глинах Яренгской котловины и Пожегского останца юрских отложений, известного в верховьях Вычегды и её левого притока р. Пожег [6]. Исследования в бассейне Печоры и Среднем Поволжье, предпринятые В. В. Миттой, позволили установить, что среднеюрская бореальная морская трансгрессия началась не в раннем келловее или среднем бате, как считалось ранее, а гораздо раньше — в позднем байосе (около 168 млн лет назад). Именно в это время на Европейском Севере образовался морской залив, который к началу бата через Среднее Поволжье соединился проливом с Южнорусским морем [9]. В поздней юре в кимериджском веке около 155—151 млн лет назад возникли проливы, соединившие воды Среднерусского и Западносибирского морей.

Видовая принадлежность «сысольских» морских ящеров ещё не установлена. До их точной идентификации мы предлагаем именовать наших келловейских плезиозавров «сысолозаврами», а ихтиозав-

ров — «громозаврами». Н. А. Громов — известный учёный, доктор физ.-мат. наук, работающий в Коми НЦ, свидетель и участник наших исследований. Им предложена конструкция «батископа», застеклённой трубы, предназначенной для поиска костей ящеров в мутной речной воде. Идея «батископа» была реализована инженером Института геологии И. О. Велекжаниновым, который лично проверил работоспособность прибора в полевых условиях. Кандидат биол. наук О. В. Рогачевская оказала нам помощь в анатомической диагностике «костей» морских ящеров. Всем упомянутым коллегам мы выражаем искреннюю благодарность за помощь и содействие в наших изысканиях.

Литература

1. Блок Х. Подводные страсти // National Geographic. ru. Июнь 2010. С. 38.
2. Герман А. Б. Позднемеловой климат Сибири: геологические данные и компьютерные модели // Природа, 2010. № 9. С. 14—20.
3. Девятов В. П., Князев В. Г., Кутыгин Р. В. и др. Первая находка нижнеюрских аммонитов (*Dactylioceras*) в Западной Сибири // Докл. АН, 2006. Т. 406. № 3. С. 346—349.
4. Бейли Д., Седдон Т. Доисторический мир. М.: РОСМЭН, 1995. 160 с.
5. Каткова В. И., Льюров С. В. Минеральная биоморфофа по фрагменту конечности плезиозавра // Вестник Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 6. С. 14—15.
6. Льюров С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
7. Малёнкина С. Ю. Юрские органогенные сооружения Русской плиты // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всерос. литологического совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 103—105.
8. Мальков Б. А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. Сыктывкар: Коми пединститут, 2009. 96 с.
9. Митта В. В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17. № 1. С. 77—87.
10. Свифт Дж. Путешествия Гулливера. М.: Советская Россия, 1991. 348 с.
11. Холопова А. Л. Позвонки ихтиозавров в келловейских глинах Сысольской впадины: местонахождение Каргорт (Республика Коми) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Уральском регионе: Материалы 8-ой студенческой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 60—65.
12. Холопова А. Л., Холопова М. Л., Подорова И. С., Мальков Б. А. Минерализованные позвонки плезиозавров из келловейских глин Сысольской впадины (Республика Коми) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Материалы 12-ой студенческой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 59—62.
13. Черепанов Г. О., Иванов А. О. Ископаемые высшие позвоночные: Учеб. пособие. СПб: СПб. ун-т, 2001. 204 с.
14. Черепанов И. В., Холопова А. Л., Елисеев М. А., Мальков Б. А. Остатки юрских ихтиозавров и плезиозавров Сысольского моря // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Материалы 5-ой студенческой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 49—53.

СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА МИКРОБИАЛЬНОГО ИЗВЕСТНЯКА С ВОДОРОСЛЕВЫМИ ЖЕЛВАКАМИ

Е. Л. Петренко

ООО «Тимано-Печорский научно-исследовательский Центр нефти и газа»
(ООО «ТП НИЦ «Нефтегаз»), Ухта; *bakhteeva@tpnic.ru*

На основе изучения совокупности основных породообразующих минералов, претерпевших в процессе литогенеза различные изменения возможно определить минеральные индикаторы определенных обстановок литогенеза. В целом, литогенез осадка начинается с момента поступления в осадочный процесс первичных литогенных минералов, которыми являются продукты разрушения горных пород, остатки биоты и продукты ее жизнедеятельности.

В данной работе рассмотрены стадии литогенеза отдельного литотипа (или микрофации) на основе изучения основных породообразующих минералов — кальцита, арагонита, доломита и ангидрита. Это известняк серый до светло-серого с буроватым оттенком, сферово-сгустково-комковато-водорослевый (микробиальный) с причудливыми онколитовыми, строматопоровидными желваками и столбиковидными строматолитами водорослевого генезиса, фенестровый, неравномерно доломитизированный (10—15 %), слабо пористый, массивный (рис. 1, 2). Редкие крупноволнистые парастилолиты (шириной 1—3 мм) заполнены темно-серой глиной. Диагональные трещины залечены среднезер-

нистым кальцитом, частично выщелоченным с образованием пор, на стенках которых развиты жемчужины буроватых идиоморфных зерен кальцита с примазками бурой нефти. По единичным микротрещинам участки породы смещены с амплитудой 7 мм. Порода залегает на горизонтально тонко-микроволнисто-слоеватом («полосчатом») строматолитовом известняке.

Первичными породообразующими элементами (75—80 %) этой породы являются многочисленные отдельные и причудливо сливающиеся крупные и мелкие комки и сгустки пелитоморфного кальцита и кальциферы (до 0.17 мм) водорослевого генезиса с толстыми и тонкими, темно-серыми, пелитоморфно-кальцитовыми, реже светлыми (прозрачными) оболочками (рис. 3, 4). Есть единичные цельные створки остракод, мелкая кальцитизированная камера гастроподы с корочкой кальцита, мелкая харофита и паратурамина. Присутствуют также рассеянные мелкие обрывки синезеленых водорослей. Наиболее крупными (от 0.5—2 мм до 4—6 см) среди форменных образований являются буровато-серые, причудливые онколитовые (концентрического строения, размером до 6 мм), реже светлые расплыв-

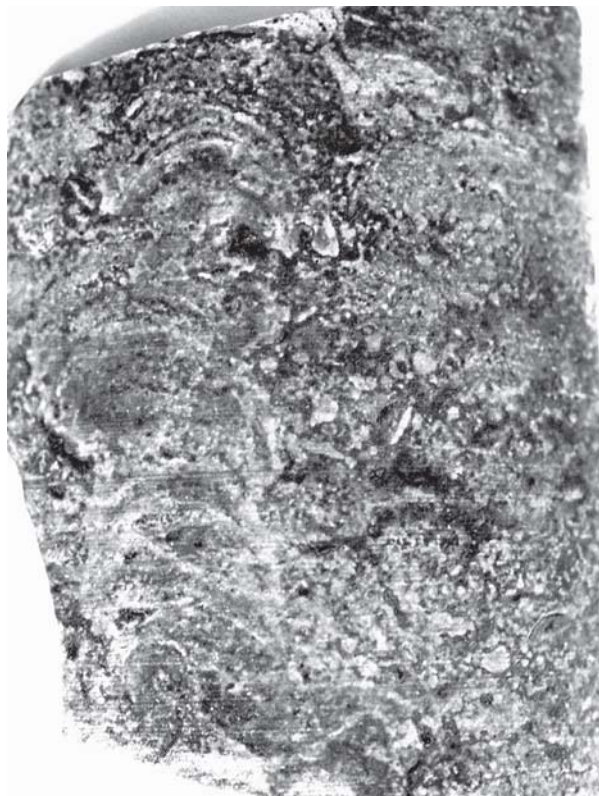


Рис. 1. Сферово-сгустково-комковатый или микробиальный известняк с крупным столбиковидным строматолитом. Поверхность цилиндра керна. Скв. 502-Северо-Израильская, инт. 1899.5—1906.3 м



Рис. 2. Столбиковидный строматолит на поверхности шлифовки обнаруживает изогнутый вид в средней части. Пришлифовка. Скв. 502-Северо-Израильская, инт. 1899.5—1906.3 м

чатые строматопоровидные желваки, а также единичные изогнуто-вертикально-столбиковидные строматолиты пелитоморфно-тонкозернистого кальцитового состава (рис. 1, а). Рост столбиковидного строматолита начинается с кровли «полосчато»-строматолитового известняка и далее происходит за счет последовательного нарастания тонких слоев пелитоморфно-микрозернисто-кальцитового состава. Высота столбика в керне составляет 15 см, ширина изменяется от 2 см (в нижней части) до 3.5 см — в верхней. Все мелкие и крупные форменные образования погружены в буровато-серый пелитоморфно-тонкозернистый кальцитовый матрикс, неравномерно раскристаллизованный до мелко-среднезернистой структуры (размеры зерен до 0.08 м) в виде порового, местами базально-порового цемента (рис. 3).

Многочисленные бывшие межводородные пустоты (фенеструмы, размером от 0.8 до 10 мм) внутри крупных форменных образований (рис. 6) и в основной массе (рис. 5, 7), а также центры мелких сфер залечены карбонатными минералами. Залечивание пустот происходило в одну-две (мелких) и три-четыре (крупных) стадии, что видно по нарастающим на стенках по направлению к центру сло-

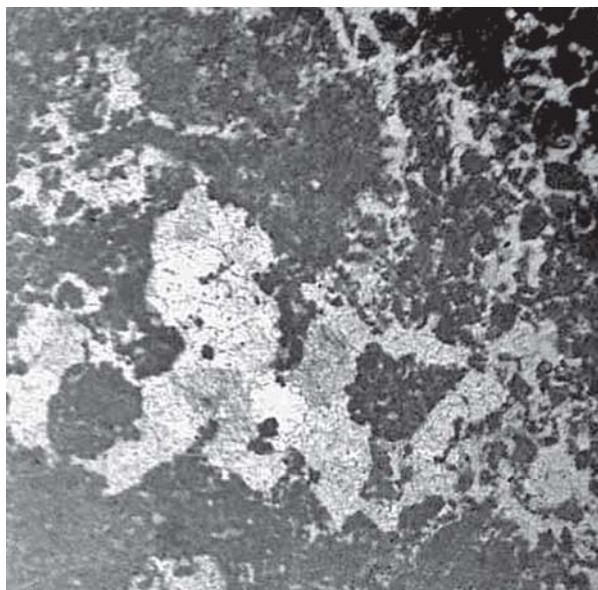


Рис. 3. Микробиальный известняк с фенеструмами. Увел. 27, без анализатора

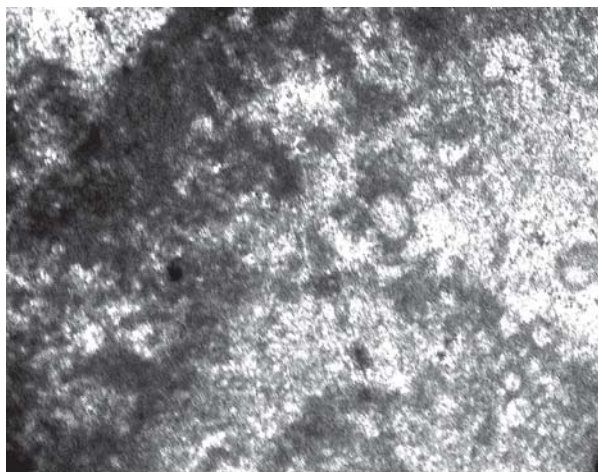


Рис. 4. Фрагмент. Увел. 45, без анализатора

ям кристификационных арагонитовых и кальцитовых корочек (рис. 6, 7). Центры же залечены прозрачными субгедральными зернами кальцита и доломита среднекрупнозернистой структуры (размером зерен от 0.16 до 0.8 мм), изредка ангидритом. Частичное выщелачивание вторичных минералов привело к образованию немногочисленных открытых внутри- и межформенных пор, размером от 0.03 до 0.04 мм, иногда — до 1 см (рис. 3).

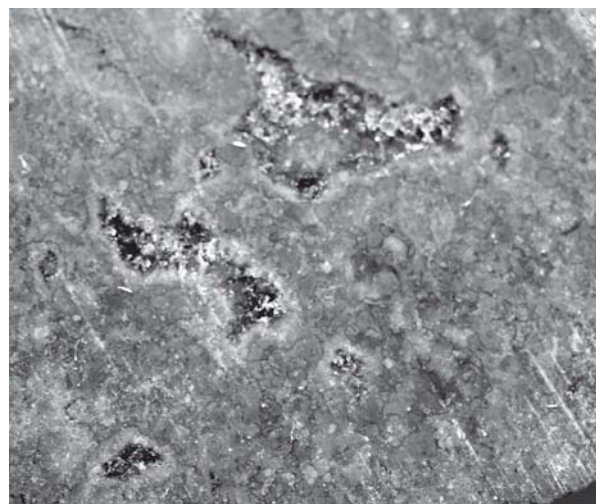


Рис. 5. Причудливые бывшие пустоты в основной массе породы. Пришлифовка



Рис. 6. Крупный фенеструм внутри столбиковидного строматолита. Пришлифовка

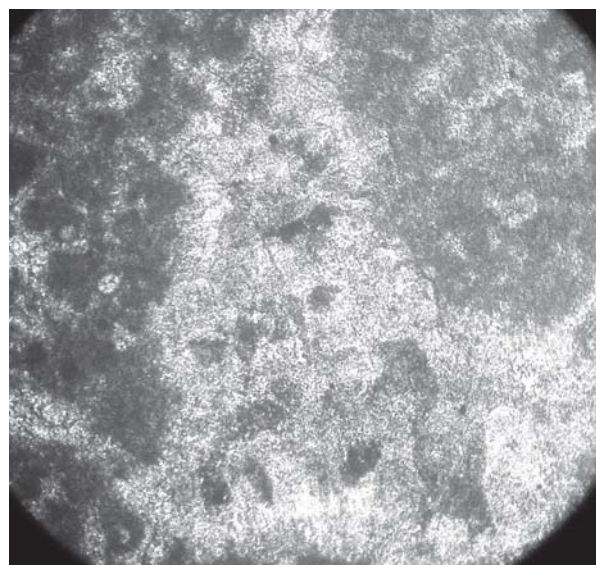


Рис. 7. Фрагмент шлифа с фенеструмом. Увел. 45, николи скрещены

Итак, в рассматриваемой породе первичным седиментогенным минералом-индикатором является органогенно-хемогенный пелитоморфно-микрозернистый кальцит (твердостью не более 3), представленный в виде сгустков и комочков, а также образующий оболочки на сферах; этот минерал выполняет различные мелкие и крупные форменные образования в виде желваков и столбиков, образованных в зоне приливно-отливного осушения. Кальцит, осевший на дно бассейна, является как продуктом разрушения горных пород, продуктом выпаривания пересыщенной CaCO_3 воды бассейна при повышении температуры воды до 18–20 °С, так и продуктом жизнедеятельности и распада органогенных остатков и известьсодержащих синезеленых водорослей. Донными бактериальными водорослями частицы кальцита склеены в сгустки, комочки, а также образуют крупные форменные образования водорослевого генезиса. Микритовые каемки могли образоваться и за счет заполнения микритом пустот, образованных сверлящими водорослями в условиях приливно-отливных отмелей с теплой солоноватой водой. Образование хемогенного кальцита объясняется многими исследователями как результат выпадения CaCO_3 при смешении холодных и теплых вод: в холодных водах (0°) CO_2 более растворим, чем в теплой (20°), поэтому, попадая в теплые воды, CO_2 теряется, тем самым вода насыщается (или пересыщается) карбонатом. Органогенный кальцит формируется в живых клетках из углекислого аммония. Нельзя не учитывать и роль бактерий в осаждении кальцита в теплых водах. О длительности накопления осадка, слабой гидродинамике и изолированности бассейна можно судить по наличию сохранившихся форменных элементов — причудливо-бесформенных онколитовых и строматопоровидных желваков, изогнуто-вертикальных столбиковидных строматолитов, выполненных слабо раскристаллизованным микротонкозернистым кальцитом, а также рыхло-склеенных сообществ микроскопических водорослей типа дазикладациевых (мелкосферово-сгустково-комковатая масса).

В стадию сингенеза—раннего диагенеза происходило преобразование первично-рыхлой, высокопористой (70—85 %) илистой породообразующей массы. Индикатором раннедиагенетической стадии является полупрозрачный кальцит, заполнивший межформенное пространство. Он выпал из проникшей в осадок солоноватой воды бассейна во время приливных затоплений. При выпадении этого цемента произошло частичное уплотнение и растворение первичных зерен на контактах, пористость заметно уменьшилась: сначала образовался пленочно-поровый кальцитовый цемент, в более рыхлых участках осадка — арагонитовый цемент в виде волокнистых радиально лучистых кристаллов на зернах (сгустках, комочках), позднее замещившийся раннедиагенетическим кальцитом (или одновременно). В стадии диагенеза кристаллы разрастались

в несколько стадий, что видно по многослойным инкрустационным корочками на стенках пустот (фенеструмах), что свидетельствует о частых небольших колебаниях рН среды, последовательном уплотнении и растворении микрочастиц при отжати воды из пористого ила. О незначительных изменениях водной среды на стадии диагенеза можно судить также по слабой избирательной раскристаллизации кальцита в межформенном пространстве литифицированной породы. Диагенетическая перекристаллизация цемента затронула и форменные образования. Она протекала в направлении от периферии к центрам форменных элементов, при этом границы между цементом и форменными элементами частично стерлись. В целом на стадии диагенеза резких изменений зерен кальцита и повсеместных его замещений не произошло, что говорит о достаточно стабильных биохимических показателях воды бассейна.

На стадии позднего диагенеза в условиях кратковременного затопления бассейна центры первичных пустот заполнились крупнозернистым прозрачным кальцитом (стехиометрическим) второй генерации.

Следующее незначительное осушение бассейна привело к незначительному повышению рН и температуры, что обусловило проникновение в донные слои магниезальных растворов (возможно, из изолированных водоемов), которые в реакции с диагенетическим кальцитом образовали локальные скопления минералов замещения — субгедральных кристаллов доломита в центрах фенеструмов в виде цемента третьей генерации (рис. 6, 7). Еще позднее, в периоды кратковременного осушения бассейна, под влиянием недонасыщенных карбонатом поверхностных вод происходило незначительное выщелачивание вторичных минералов в пустотах и незначительное же заполнение пустот ангидритом.

В целом, рассматриваемая порода от стадии сингенеза до позднего диагенеза формировалась в затишном замкнутом зарифовом мелководье лагунного типа со слабой гидродинамикой. Однако вода этого бассейна не пересыщалась сульфатом, а периодически смешивалась с солоноватыми приливно-отливными и нормально-морскими водами. К началу накопления первичного осадка обстановка осадконакопления была мелководной или субэвральная с чередованием затопления и осушения, на что указывают подстилающие «полосчатые» строматолитовые известняки. Формирование их происходило во внутренней части приливной зоны, вблизи или выше раздела вода-воздух в условиях не аномально высокой солености воды (препятствующей их росту), а в тыловых склонах и подножиях рифовых отмелей

Литература

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 420 с.

ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОКЕАНСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ МИКРОКОНКРЕЦИЙ В ЛИТОГЕНЕЗЕ

В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва

tania@blackout.ru

Основными формами концентрирования оксигидроксидов железа и марганца в окислительной обстановке на дне океана являются корки, конкреции и микроконкреции. Меньшая доля этих элементов приходится на неокристаллизованные коллоидные оксигидроксиды, оксидные пленки на поверхности радиолярий и других биогенных остатков. Железомарганцевые микроконкреции (МК) обнаружены во всех типах пелагических осадков [1, 2]. Они представляют собой разнообразные по форме протосингенетические аутигенные рудные стяжения размером менее 2 мм, образованные в океане коллоидно-химическими, хемосорбционно-каталитическими и микробиологическими процессами в основном вблизи раздела вода/дно. Наиболее благоприятные условия формирования и захоронения МК существуют в областях пелагического литогенеза [2]. Образуются они и в приконтинентальных зонах, но после захоронения неизбежно растворяются в условиях восстановительной среды.

Ядрами микроконкреций служит любой твердый субстрат: зубы и кости морских организмов, обломки минералов, фрагменты радиолярий, диатомей, фораминифер, полихет, спикулы губок, глинистые и цеолитово-глинистые комочки. Поскольку ядра часто определяют габитус МК, их можно разделить на биоморфные (округлые, округло-удлиненные, уплощенно-округлые, угловато-округлые), кристалломорфные (округло-угловатые, изометричные) и литоморфные (округлые, дендритовидные, бугристые, гроздевидные, угловато-округлые, изометричные). Внутреннее строение МК концентрически-слоистое, столбчато-дендритовидное, реже массивное; поверхность шероховатая матовая, иногда гладкая блестящая, цвет варьирует от черного до темно-серого с буроватым оттенком.

Размер МК контролируется величиной ядра и временем пребывания в геохимически активной пленке жидкого ила. В гранулометрическом спектре микроконкреций довольно отчетливо прослеживается суммарное преобладание фракций 0.5—0.25 мм и 0.25—0.1 мм, однако в биопродуктивных зонах превалирует первая, а в непродуктивных — вторая. МК крупнее 0.5 мм (обычно менее 1 мм) встречаются эпизодически. Более постоянна встречаемость самых мелких микроконкреций размером 0.1—0.05 мм, хотя местами они резко преобладают или отсутствуют. **В целом же оптимальная величина МК тяготеет к 0.25 мм, что приблизительно соответствует вероятной толщине геохимически активной поверхностной пленки осадков, в которой реакционно-способное органическое вещество может изменять валентное состояние прежде всего железа и марганца.**

Микроконкреции располагаются главным образом в осадке, никогда не возвышаясь над дном (в отличие от макроконкреций). Достигнув величины, соизмеримой с толщиной геохимически активного поверхностного слоя (около 0.25 мм), они, подчиняясь закону гравитации и воздействию новых порций поступающего на дно осадочного материала, опускаются ниже активного слоя. Дальнейшая судьба МК диктуется условиями захоронения. В окислительной обстановке они не меняют своих характеристик, но самые крупные из них индивидуально или в совокупности могут послужить ядрами макроконкреций. В субокислительной среде МК частично растворяются, подпитывая рудными элементами нижнюю поверхность конкреций, или наращивают собственные оболочки. В восстановительных условиях МК полностью растворяются и пополняют запасы железа и марганца в вышележащих окисленных осадках.

Изучение минерального состава современных и погребенных МК свидетельствуют о полифазности этих рудных стяжений [1]. Однако при сравнении микроконкреций из осадков биологически продуктивных и непродуктивных зон Тихого, Индийского и Атлантического океанов выявлены принципиальные вариации их минерального состава. В исследованных микроконкрециях обнаружены следующие фазы: вернадит безжелезистый и железистый; асболан-бузерит; бёрнесит гексагональный и моноклинный; тодорокит упорядоченный ($a = 9.75 \text{ \AA}$) и неупорядоченный смешаноканальный; марганцевый ферроксигит и гётит. Практически все минеральные фазы характеризуются высокой дисперсностью, низкой степенью окристаллизованности и пространственной упорядоченности.

По источнику рудных компонентов МК можно разделить на гидрогенные, сингенные (образованные одновременно с накоплением осадка) и гидрогенно-сингенные (промежуточные), а по времени зарождения все они протосингенетические [2]. Сингенные МК формируются за счет рудных элементов (Mn, Ni, Cu), поступающих в поровые воды жидкого ила в результате их мобилизации из осадков в локальных слабовосстановительных условиях. Гидрогенные МК образуются за счет либо непосредственного осаждения рудных компонентов из придонной воды в виде тончайших коллоидных частиц Fe-Mn-оксигидроксидов, либо стягивания тех же частиц в самой верхней пленке поверхностного жидкого осадка. Хотя, скорее всего, участвуют оба механизма. Во время роста гидрогенных МК локальные восстановительные процессы во вмещающих осадках сильно ослаблены.

По составу и соотношению минеральных фаз различаются микроконкреции трех типов: 1) МК сложены только марганцевыми минералами (безжелезистый вернадит, гексагональный и моноклинный бёрнессит, тодорокит, асболан-бузерит); 2) для МК характерны сопоставимые количества минералов марганцевых и железомарганцевых (обычно Fe-вернадит, иногда марганцевожелезистый Mn-ферроксицит); 3) в составе МК железо-марганцевые и железистые минералы (Fe-вернадит, Mn-ферроксицит, гётит) преобладают над марганцевыми минералами. К сингены относятся рудные стяжения первого типа (марганцевые), к гидрогенным — МК третьего типа (в разной степени железистые), а к промежуточным (гидрогенно-сингены) — рудные стяжения второго типа.

В биологически непродуктивных зонах Тихого океана выявлены исключительно сингены МК первого типа. Для Индийского океана характерны МК гидрогенно-сингены и в меньшей степени — сингены. В Атлантическом океане наряду с сингеными и гидрогенно-сингеными нередко встречаются гидрогенные МК третьего типа. Гётит и Mn-ферроксицит обнаружены только в Атлантике, а Fe-вернадит отсутствует в микроконкрециях Северо-Восточной котловины Тихого океана. Следовательно, в непродуктивных зонах наблюдается тенденция увеличения железистости МК в ряду океанов: Тихий → Индийский → Атлантический.

В микроконкрециях из осадков биопродуктивных зон Индийского и Тихого океанов преобладают безжелезистый вернадит и гексагональный бёрнессит [2]. Кроме того, для МК из Индийского океана весьма характерны асболан-бузерит и Fe-вернадит, а в осадках Гватемальской котловины Тихого океана на фоне повышенных содержаний марганца и органического вещества формируются МК тодорокит-бёрнесситового ряда, иногда обогащенные асболан-бузеритом.

В биологически непродуктивных зонах преобразования рудного вещества сингенетических МК протекают крайне медленно. Заметная трансформация минеральных фаз наблюдается только в доплейстоценовых осадках. В биопродуктивных зонах рудное вещество МК преобразуется быстрее. Конечным продуктом трансформации марганцевых минералов МК является, вероятно, бёрнессит. При этом на протяжении 3—5 млн лет бёрнессит сосуществует с другими минеральными фазами, а с увеличением геологического времени упорядоченный тодорокит трансформируется в бёрнессит через неупорядоченную смешаноканальную разновидность.

Литература

1. Свальнов В. Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Свальнов В. Н. Океанские марганцевые микроконкреции как индикатор условий седиментации // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 6. С. 57—69.

ЦЕОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ПРИРОДЫ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А. А. Астахова, А. Э. Хардигов

Геолого-географический факультет Южного федерального университета, Ростов-на-Дону
khardikov@sfedu.ru

Пермские отложения Аян-Юряхского антиклинория являются составной частью верхненепалеозойско-нижнемезозойского верхоянского терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой области. Эта область представляет собой крупнейшую минерагеническую провинцию, в металлогении которой ведущая роль принадлежит золоту, серебру, олову. Проводимые здесь в последние годы геологоразведочные работы выявили гигантский потенциал крупнотоннажных месторождений, которые относятся к золото-кварцевой формации и, в подавляющем большинстве случаев, выражены структурно-морфологическим типом линейных штокверков. Особое место занимает атканская свита мощностью 350—1200 м, сложенная вулканогенно-осадочными породами. Она залегает в ядрах Колымской и Тенькинской антиклиналей Аян-Юряхского антиклинория и выходит на поверхность в бассейнах рек Колыма, Аян-Юрях, Кулу, Тенька, Детрин. Многие золоторудные месторождения и проявления локализуются в атканской свите. Это говорит о генетической связи месторождений золота с вулканогенно-осадочными комплексами, что вызывает необходимость уточнить роль вулканогенного компонента в составе атканской свиты и условия его формирования. Существует три гипотезы происхождения отложений атканской свиты: 1) это частично перемытые продукты синхронного подводного вулканизма; 2) ледниково-морские отложения; 3) подводно-оползневые образования, содержащие вулканогенный материал [1, 3, 5—7].

Внешне породы атканской свиты выглядят как темно-серые плотные гравелиты, песчаники или алевролиты, содержащие светло- и зеленовато-серые различные по форме обломки эффузивных пород размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, а иногда даже первых десятков сантиметров, а также белые или бурые зерна полевых шпатов. Принимая во внимание пестрый облик пород, было предложено называть их «диамикритами», «пятнистыми сланцами» или «рябчиками» [2]. Использование названий с неопределенным содержанием для пород, содержащих вулканогенный материал, стирает как минералого-петрографические, так и генетические их особенности. Целесообразнее пользоваться общепринятой классификацией вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

В пределах Аян-Юряхского антиклинория авторами было описано 34 разреза отложений атканской свиты [4]. Породы изучались с помощью оптической микроскопии, а также рентгенофазового и термохимического анализов, что позволило уточнить их состав и выделить следующие петрографические типы: туфы и туффиты андези-дацитов и дацитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, а также аргиллиты и лидиты. Изучены залегающие в толще туфопесчаников и туфоалевролитов тела типа вулканических конусов диаметром 30—50 м, в центральных частях которых прослежены вулканические дайки андезита и андези-дацита. Эти тела имеют концентрически-зональное строение, определяемое постепенным уменьшением количества пирокластического материала от центра к периферии, что отражается в смене пород в последовательности: туфы → туффиты → туфопесчаники или туфоалевролиты. Во всех петрографических типах присутствуют вулканические бомбы и крупные лапилли угловатой формы. В пределах конусов наблюдаются линзовидные прослои (5—20 см), представляющие собой тонкое (1—5 мм) горизонтальное переслаивание туфопесчаника и крупно-лапиллиевого туфа (туффита) андези-дацита с нерезкими поверхностями напластования слоев и частым их зубчатым выклиниванием. Встречаются также пирокластические породы, которые содержат до 15—20 % от своего объема остроугольных обломков туфоалевролитов и туфопесчаников атканской свиты галечной и гравийной размерности. Следует отметить, что аналогичные особенности состава и строения пород атканской свиты зафиксированы на всей исследуемой территории.

В туфах и туффитах впервые установлены цеолиты (клиноптилолит и гейландит), составляющие 12—18 % объема породы. Они находятся в парагенетической ассоциации с кальцитом, халцедоном, кристобалитом, кварцем, хлоритом, гидрослюдами и другими низкотемпературными минералами. Причиной образования этих минералов является диагенетическое преобразование вулканического стекла кислого и среднего состава под действием морских вод и щелочных поровых растворов. Специфической особенностью цеолитизации является то, что минералы кристаллизуются непосредственно из раствора при весьма незначительном участии

метасоматических процессов. Породы цеолитизированы равномерно благодаря тому, что пирокластическая накапливалась в морском бассейне, и морская вода равномерно заполняла пустоты и поры вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Цеолиты недолговечны (наиболее древние цеолитсодержащие толщи имеют девонский возраст). С течением времени они разрушаются. Учитывая пермский возраст изучаемых пород, можно предположить, что цеолитообразование в отложениях атканской свиты было достаточно масштабным.

Важнейшим фактором, определяющим минеральный состав цеолитов вулканогенно-осадочного типа, является температура осадка и пропитывающего его раствора. Требования термодинамики предопределяют появление более гидратированных фаз с понижением температуры. Реакции гидратации обычно сопряжены с реакцией присоединения кремнезема, химический потенциал которого в системе является важным фактором, контролирующим цеолитовые реакции в природе.

Особенности строения и состава атканской свиты дают основание предполагать, что во время ее формирования на исследуемой территории существовали обстановки внешнего шельфа и континентального склона эпиконтинентального морского бассейна, где происходило лавинное накопление осадков конусов выноса дельт, сопровождавшееся окраинно-континентальным вулканизмом островного типа. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал формированию мощной эффузивно-обломочной толщи цеолитсодержащей толщи.

Вулканогенно-осадочная природа атканской свиты ставит вопрос об источнике столь огромного количества туфогенного материала. Немногочисленные центры его возможных извержений, известные в пределах Охотского массива, как и гипотетическая вулканическая дуга, предполагаемая в пределах современного Охотского моря не обеспечивают решение этой проблемы, поскольку какой-либо зональности в распределении вулканитов относительно указанных объектов не отмечается. Сравнительно однообразный состав туфов и туффигов на всей территории Аян-Юряхского антиклинория при их резкой фациальной изменчивости, а также рассеянные в толще свиты вулканические бомбы и лапилли заставляют искать местные, причем, многочисленные источники поступления вулканогенного материала. Таким источником можно считать Арга-Юряхский магматический дайковый комплекс, прорывающий отложения атканской свиты на левобережье нижнего течения р. Кулу. Все дайки представляют собой тела мощностью 10—30 м,

имеющие северо-западное простирание и протягивающиеся на 100—800 м. Среди них выделяются интрузивные и вулканические тела. Первые сложены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторые — окварцованными андезитами, андези-дацитами, дацитовыми порфирами. Контактных ореолов дайки не имеют. Вполне вероятно, что магматические тела Арга-Юряхского комплекса, по своему составу весьма схожие с литокластикой пород атканской свиты, могут рассматриваться, как центры подводных вулканических извержений пермского возраста, которые периодически формировали выступавшие над уровнем моря и размываемые вулканические постройки. Они группируются в линейную вулканическую цепь, совпадающую с осью Аян-Юряхского антиклинория, и тяготеют к зоне глубинного разлома. По мере удаления от предполагаемых центров извержения уменьшается количество крупнообломочного пирокластического материала, увеличивается степень окатанности и разложенности лито- и кристаллокластов, исчезают прослои цеолитсодержащих туфов, уменьшается мощность туффигов.

Литература

1. *Бяков А. С.* О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // *Материалы Всерос. совещ., посвящ. 90-летию академика Н. А. Шило.* Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 131—134.
2. *Бяков А. С., Ведерников И. Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
3. *Ганелин В. Г.* Таймыро-Колымская подобласть // *Основные черты стратиграфии пермской системы СССР.* Л.: Недра, 1984. С. 111—142. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286).
4. *Хардигов А. Э., Парада С. Г., Холодная И. А.* Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // *Руды и металлы*, 2009. № 3. С. 22—28.
5. *Умитбаев Р. Б., Вельдяков Ф. Ф.* Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления // *Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР.* Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 79—98.
6. *Чумаков Н. М.* Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 1994. Т. 2. № 5. С. 130—150.
7. *Эпштейн О. Г.* Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // *Литология и полезные ископаемые*, 1972. № 3. С. 112—127.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный
nzninchuk@rambler.ru

На Сибирской платформе отложения верхнего палеозоя развиты повсеместно (от Мало-Ботуобинского района на юге до Далдыно-Алаakitского на севере) и являются основными коллекторами кимберлитовых минералов. В пределах наиболее изученной нами южной части восточного борта Тунгусской синеклизы в толще отложений верхнего палеозоя выделены лапчанская и ботуобинская свиты нижней и боруллойская свита верхней перми. В строении этих отложений принимают участие псефитовые, псаммитовые, алевритовые, глинистые породы, отложения смешанного гранулометрического состава и углистые образования.

Псефитовые образования имеют в разрезе весьма незначительное распространение, залегая в виде маломощных (обычно до 1—2 м, редко больше) базальных и внутриформационных прослоев и линз, которые на отдельных участках практически отсутствуют. Грубообломочный материал нижних горизонтов *лапчанской свиты* (P_1) представлен в основном местными (терригенно-карбонатными) образованиями и меньше — чуждыми району породами (кварцитами и кислыми эффузивами) и слагает обычно линзы и прослои. Размеры псефитовых обломков различны и колеблются от 1—2 до 10 см. По сравнению с другими толщами верхнего палеозоя грубообломочный материал лапчанской свиты обогащён галькой липаритов и содержит в десятки раз больше известняков, доломитов, мергелей и других терригенно-карбонатных пород. Это указывает на преобладающую роль материала из местных источников, и на значительный привнос обломков кислых эффузивов. В разрезе *ботуобинской свиты* (P_2br) грубообломочный материал приурочен к внутриформационным и базальным горизонтам. В галечниках этой свиты содержится примерно равные количества галечного, гравийного, песчаного, алевритового и глинистого материала. Преобладающий размер галек 2—3 см, форма округлая, овальная уплощенная, реже угловатая, обычно хорошо окатанная. В песчаной части разреза часто наблюдаются окатыши зеленых, реже темно-зеленых мелкозернистых алевролитов и аргиллитов. В базальных галечниках юго-западной части региона отмечены валуны (до 0.5 м) кварцитов. Окатанность обломочного материала в основном хорошая, особенно ксеногенных выделений. Несколько хуже (иногда плохо) окатаны обломки кремнистых местных и терригенно-карбонатных пород, тяготеющих преимущественно к базальным слоям свиты. По гранулометрическому и петрографическому составу гравийно-галечный материал *боруллойской свиты* (P_2br) близок к таковому ботуобинской свиты, но в нём несколько больше валунов и галек

кварца и кварцита при меньшей доле местных пород и эффузивов.

Песчаные породы представлены рыхлыми или плохо консолидированными песками, реже более плотно сцементированными песчаниками, которые широко развиты во всех изученных стратонах. Для песчаных пород всех свит характерна разнородность и почти постоянное присутствие примесей гравия, алеврита и пелитовых частиц. Среди отложений *лапчанской свиты* чисто песчаные породы отсутствуют, преобладают глинисто-алевритовые пески, а в подчинённом количестве отмечаются алевритистые и слабо алевритистые пески. Характерной чертой лапчанских псаммитов является их разнородность и плохая сортировка. Среди псаммитов *ботуобинской свиты* также преобладают глинисто-алевритистые пески, а в подчинённом количестве встречаются алевритисто-глинистые, алевритистые и слабо алевритистые пески. Среди песчаных пород *боруллойской свиты* чистые пески нами не встречены. Резко преобладают здесь глинисто-алевритистые и в меньшей степени слабо алевритистые пески. В подчинённом количестве встречаются алевритистые, алевритисто-глинистые и глинистые пески иногда с существенной примесью гравийных частиц. Отмеченная разнородность и плохая сортировка материала во всех свитах верхнего палеозоя встречаются sporadически. Обычно же наблюдаются алевро-псаммитовые, псефо-псаммитовые или алевро-псефо-псаммитовые и псефо-алевро-псаммитовые структуры при почти постоянном присутствии пелитового цементирующего компонента. Текстуры преобладают неупорядоченные (обычно породы рыхлые). В сцементированных разностях песчаников наблюдается в различной степени выраженная слоистость как горизонтальная, так и косая различных конфигураций. Иногда отмечаются массивные текстуры. Форма обломочных зерен в псаммитах верхнепалеозойских отложений весьма изменчива — от остроугольных совершенно неокатанных частиц до хорошо окатанных зёрен. Наибольшей окатанностью отличается кластический материал нижней части ботуобинской свиты, наименьшей — лапчанской свиты. Преобладание в кластической массе слабо окатанных и окатанных частиц указывает на сравнительно ближний перенос материала и краткость воздействия на него факторов механического разрушения и дифференциации. Иногда наблюдается улучшение окатанности с возрастанием размера обломков. Коррозия и внутрипластовое растворение обломочных частиц обычно не наблюдается. Породообразующими компонентами обломочной части песчаных пород являются кварц, полевые шпаты и обломки различных

горных пород, смешанные в этих породах в различных пропорциях. Группа полевых шпатов представлена калишпатами и плагиоклазами. Калиевые полевые шпаты, которые обычно преобладают, встречаются в различных видах. Нередко это идиоморфные прозрачные кристаллы или их выколки, обычно без двойников. Встречаются также зерна с характерной моноклинной решеткой. Для многих кристаллов свойственно перлитовое строение. Большинство же зерен полевых шпатов в верхнепалеозойских отложениях сильно изменены вторичными процессами и пелитизированы. Иногда они почти полностью покрыты пелитоморфными продуктами выветривания и поэтому часто плохо диагностируются. Плагиоклазы относительно редки и представлены в различной степени изменёнными лейстами и обломками, обычно с двойниковым строением. Обломки горных пород в песчаных фракциях (как и среди псефитов) довольно разнообразны. Среди них обычно преобладают кварциты и микрокварциты, а также разнообразные кремнистые породы (от халцедоновых кремней до яшм и фтанитов). Постоянно наблюдаются обломки эффузивов и пирокластических пород, а также разнообразных осадочных и метасадочных образований, сланцев и других метаморфических пород. Заметно реже встречаются обломки гранитоидов и иных интрузивов. Иногда отмечаются также мелкие обломки траппов. В обломочной части песков довольно часто встречаются мусковит, биотит и хлориты, не имеющие порообразующего значения. По составу порообразующих компонентов обломочной части песчаных пород выделяются полимиктовые, мезомиктовые и реже олигомиктовые разности. Мономинеральных (кварцевых) песчаников в изученных нами разрезах не обнаружено. Среди песчаных пород лапчанской свиты преобладают полевошпат-кварцевые граувакки, а на втором месте в примерно равных количествах распространены полевошпат-кварцевые песчаники и граувакковые аркозы. Состав лапчанских псаммитов отличается весьма переменчивым количеством обломочной части, который колеблется в широких пределах. Среди песчаных пород ботубинской свиты чётко преобладают полевошпатово-кварцевые песчаники, менее развиты кварцевые граувакки, мезомиктовые кварцевые песчаники и полевошпатово-кварцевые граувакки. Затем следуют кремнекласитово-кварцевые песчаники, не встреченные в других свитах верхнего палеозоя. В единичных случаях нами определены граувакковые аркозы, собственно граувакки, кварцево-полевошпатовые граувакки и собственно аркозы. Заметно однороднее по составу псаммиты боруллойской свиты, среди которых в отдельных разрезах некоторых территорий (участок Улахан-Курунг-Юрях и др.) преобладают полевошпато-кварцевые граувакки с подчиненным развитием полевошпатово-кварцевых и мезомиктовых кварцевых песчаников и отчасти собственно аркозов и кварцевых граувакк. На других участках (Лимонитовый и др.) преобладают мезомиктовые кварцевые песчаники при достаточно широком развитии полевошпат-кварцевых граувакк. Среди полевых шпатов в песчаных породах

всех свит верхнего палеозоя отчётливо преобладают калиевые полевые шпаты и лишь в лапчанских породах наблюдается довольно широкое развитие плагиоклазов (в основном средних и основных). Среди обломков горных пород в псаммитах лапчанской и боруллойской свит доминируют осадочные породы, а в ботубинской, кроме того, существенное значение приобретают кислые эффузивы, кремнистые образования и другие липоиды.

Алевритовые породы в верхнепалеозойских отложениях повсеместно распространены. Они представлены в различной степени сцементированными скоплениями алевритовых частиц — от почти рыхлых алевритов до плотно сцементированных алевролитов. Окраска их обычно выдержана в серых и серовато-чёрных тонах, обусловленных примесями глинистого и углистого вещества. Алевритовые породы играют существенную роль в строении всех свит верхнего палеозоя и всегда содержат переменную примесь пелитовых и песчаных частиц. Обычно среди алевритовых пород **лапчанской свиты** преобладают сильно глинистые разности. Менее распространены песчано-глинистые и глинисто-песчаные алевриты. Весьма сходны с лапчанскими алевролитовые породы **боруллойской свиты**, отличающиеся некоторым разнообразием. Среди них также преобладают сильно глинистые алевриты, содержащие от 25 до 49 % примеси пелитовых частиц. Алевритовые породы ботубинской свиты отличаются заметно меньшей песчаностью и поэтому в основном попадают на диаграмме гранулометрического состава в поля сильно глинистых (пелита 23—48 %) и глинистых (пелита 9—24 %) разностей. В резко подчинённом количестве встречаются песчано-глинистые алевриты. Однородные прослои алевритовых пород более-менее значительной мощности в разрезах верхнепалеозойских отложений встречаются относительно редко и обычно имеют неупорядоченную или массивную (в зависимости от степени цементации) текстуру с полураковистым изломом. Реже в них наблюдается чередование слоистых и неслоистых прослоев. Наиболее распространены алевриты, переслаивающиеся с песчаными или глинистыми породами, в которых наблюдаются различного вида слоистые текстуры. Иногда такое переслаивание имеет ритмический характер и образует двух- или трехкомпонентные ритмолиты. Слоистость в них горизонтальная ровная или очень четкая волнистая. Наблюдается также сочетание слоистых и неслоистых алевритовых прослоев. В слоистых прослоях, кроме упомянутых, наблюдается неправильно-горизонтальная, линзовидная, полосовидная, облачная, пологоволнистая, нечеткая и слабо выраженная слоистость. Слоистость в алевритовых породах подчеркивается ритмической сортировкой материала, обильным растительным детритом и чешуйками слюды на плоскостях наслаивания, появлением зернистого материала и изменением гранулометрического состава пород. В отдельных разрезах встречается комковатая текстура. Местами наблюдается прерывистая слоистость, нарушенная взмучиванием, следами протыкания и оплывания осадка. Алевритовые породы отличаются самой раз-

личной степенью цементации — от почти рыхлых до плотных, иногда хорошо сцементированных алевролитов. Состав цементирующей массы аналогичен цементам песчаников. Среди них также преобладает глинистая и кремнисто-глинистая цементация, но намного чаще, чем в песчаниках, встречаются углесто-глинистые цементы. Нередки карбонатные (кальцитовые и сидеритовые) и глинисто-карбонатные цементы. Встречается пиритовый и лимонитовый цемент. Тип цемента в алевролитах также изменяется от бедного порового до обильного базального. Распределение цемента в алевролитах неравномерное, сгустковое. Нередко в одной породе встречается несколько типов и составов цементирующей массы.

Глинистые породы являются постоянным компонентом всех свит верхнего палеозоя, хотя количество их в исследованных выборках изменяется в довольно широких пределах. Если среди исследованных пород **лапчанской свиты** содержание существенно глинистых образований составляет около 20 %, то в **ботуобинской** свите уже 15 %, а в **боруллойской** — около 8 %. В изученных разрезах не установлены чистые глины, а преобладают породы, в которых наряду с пелитовыми содержатся существенные примеси алевритовых и песчаных частиц (при ничтожном содержании гравия). Усреднённый гранулометрический состав пелитовых пород лапчанской свиты показывает, что они состоят из пелитовых масс со значительными (до 43 %) примесями алеврита и малыми (до 5 %) мелкого песка. Среди алевритовых частиц преобладают средние и мелкие. Ещё более однороден гранулометрический состав глинистых пород ботуобинской свиты, которые все относятся к алевритистым глинам (алевокритита 28—48 %, песка меньше 1 %). Глинистые образования боруллойской свиты по гранулометрическому составу аналогичны глинам лапчанской свиты. Среди них также преобладают сильно алевритистые глины (алевокритита 29—49 %, а песка до 6 %). Глинистые породы во всех свитах имеют алевро-пелитовые или псаммо-алевокрититовые структуры, изредка псефитово-псаммо-алевокрититовые. Учитывая почти постоянное присутствие в верхнепалеозойских глинистых породах различных количеств углефицированного и гумифицированного детрита, широкое распространение имеют фитопелитовые, алевро-фитопелитовые или псаммо-алевокрититово-фитопелитовые структуры. Текстуры глинистых пород обычно слоистые, реже неупорядоченные. Слоистость чаще всего неотчетливая горизонтальная, горизонтально-волнистая или пологоволнистая, часто прерывистая, нарушенная взмучиванием, следами протыка-

ния и оплывания осадка. Все эти типы слоистости обычно подчеркиваются слойками обугленного растительного или присыпками более грубого материала на плоскостях напластования. По агрегатному составу среди исследуемых глинистых пород выделяются глины, уплотнённые глины и аргиллитоподобные глины, довольно легко размокаемые в воде. В минеральном составе принимают различное участие монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит и смешанослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования, а также дисперсные неглинистые минералы (кварц, полевые шпаты, кальцит, доломит, пирит и др.). Распределение глинистых минералов даже в пределах одного разреза или одной свиты весьма изменчиво как по вертикали, так и по горизонтали.

Таким образом, большинство пород верхнего палеозоя представляют собой смеси различного гранулометрического материала, в которых преобладает псефитовая, псаммитовая, алевритовая или пелитовая фракции, по которым и даётся название пород. Между этими породами имеются различные переходные разности, в которых зачастую ни одна составляющая не содержится в количестве более 50 %. Эти образования отнесены нами к семейству пород смешанного гранулометрического состава. Они довольно широко распространены в разрезе верхнепалеозойских алмазонасных отложений Сибирской платформы, составляя в лапчанской свите 21 %, в ботуобинской — 15 % и в боруллойской — 16 %. В целом же **широкое распространение среди изученных верхнепалеозойских отложений пород смешанного гранулометрического состава подчёркивает преимущественно их континентальное происхождение и сравнительно быстрый процесс осадконакопления.**

Структурно-текстурные особенности и особенности минерального состава большинства изученных пород позволяют утверждать, что они претерпели диагенетические изменения, и формирование их приостановилось в большинстве случаев (кроме сильно плотных литифицированных образований) на ранних стадиях катагенеза (по Н. Б. Вассоевичу). Это подчёркивается и сравнительно хорошей сохранностью материала из местных источников сно-ва — широко развитых в регионе древних кор выветривания на терригенно-карбонатных породах, образованиях трапповой формации и кимберлитах. Структурную унаследованность большинства минералов (особенно слоистых силикатов) в различных стратиграфических горизонтах верхнего палеозоя можно успешно использовать при прогнозно-поисковых работах на алмазы в этом и в других перспективных регионах.

ИМПАКТОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ И АСТРОБЛЕМЫ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Б. А. Мальков¹, В. Л. Андреичев², А. Л. Холопова³

¹ Коми государственный пединститут, Сыктывкар; *malkov36@mail.ru*

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

³ Геологический факультет МГУ, Москва

На Русской платформе фанерозойские отложения осадочного чехла представлены осадочными породами континентального и морского генезиса, корреляция которых зачастую затруднена из-за отсутствия надёжных сквозных биостратиграфических и изотопно-хронологических реперов. К сожалению, в плитном чехле исключительно редки протяжённые горизонты вулканических туфов или пеплов с цирконами-геохронометрами, а девонские базальты и их туфы, пользующиеся широким распространением на п-ве Канин, Северном, Среднем и Южном Тимане, до сих пор не датированы изотопными методами. Поэтому для целей детальной стратиграфии и корреляции с базальтами и долеритами Архангельской кимберлитовой и Кольской щёлочно-ультраосновной провинций, а также с долеритами фундамента Печорской плиты и Пай-Хоя [19], — они практически не пригодны.

Массовое вымирание на рубеже франского и фаменского веков (F/F) чаще всего связывают с глобальными геологическими событиями: рифтогенезом, суперплюмами, эвстатическими колебаниями уровня океана, аноксией [3]. Понятно, что эти события, как правило, многофазны и растянуты во времени, и потому во многих случаях асинхронны даже в пределах одного региона. По геохронологической шкале 2004 г., общая продолжительность позднедевонского суперплюмового события ~12 млн лет (385—373 млн лет), что согласуется со средней для фанерозоя (12 ± 3 млн лет) продолжительностью суперплюмовых событий [3]. Рубеж F/F по этой шкале — 374.5 ± 2.6 млн лет. Первые импульсы суперплюма фиксируются базальтовым вулканизмом и рифтогенезом в Тимано-Печорской провинции. Однако максимум глобальных событий приходится на время, соответствующее двум последним конодонтовым зонам франского века (*thenana* и *linguiformis*) и началу фамена (зона *triangularis*). Вблизи рубежа F/F в непрерывных разрезах различных регионов мира чётко фиксируются две положительные аномалии $\delta^{13}C_{\text{карб}}$, по стратиграфическому положению соответствующие двум кельвассерским горизонтам. Аномалия, приуроченная к F/F рубежу, повсеместно начинается резким пиком в верхней части зоны *linguiformis* и, постепенно понижаясь, захватывает фаменские отложения, иногда вплоть до зоны *serpida* [3].

Перспективным объектом для геохронологической стратификации пород осадочного чехла на рубежах периодов и веков могут служить импактокластические горизонты, сопровождающие крупные астроблемы, известные на Русской платформе и за её пределами. Это астроблема Сильян диаметром 52 км в

центральной Швеции с возрастом 368.0 ± 1.1 млн лет [4]; Пучеж-Катунская астроблема диаметром 80 км в центре Русской плиты с возрастом 165 [6], а, по новым данным, 167 ± 3 млн лет [4]; астроблема Мьолнир диаметром 40 км в Баренцевом море с возрастом 142 ± 2.6 млн лет [4]; Карская астроблема диаметром 65 км с возрастом 55.6 ± 3 млн лет [14]. Заметим, что возраст Карской астроблемы, по нашим данным [14], соответствует палеоцену, а не рубежу K/T, как это принималось предыдущими исследователями [4, 5].

Импактокластические горизонты, соответствующие этим астроблемам, искать практически никто не пытался, хотя примеры глобальных и региональных импактокластических горизонтов и связанных с ними иридиевых аномалий хорошо известны [4]. К числу таких объектов относится астроблема Чиксулуб диаметром 180 км на п-ове Юкатан с возрастом 64.98 ± 0.05 млн лет и Попигайская астроблема диаметром 100 км на севере Сибири с возрастом 35.7 ± 0.2 млн лет [4]. Первая сопровождается глобальным импактокластическим горизонтом и связанной с ним иридиевой аномалией. Ближайшие к нам регионы, где этот горизонт зафиксирован и изучен, находятся в Восточных Альпах и на п-ове Мангышлак [7, 16]. Вторая астроблема оставила свои отчётливые следы в виде микроскопических импактных алмазов, ударно-метаморфизованного кварца, коэсита, микросферул шпинели и магнетита во всём северном полушарии Земли вплоть до экватора [4]. Загадочная иридиевая аномалия зафиксирована в отложениях венда в Приднестровье на рубеже вымирания эдиакарской фауны [17]. Она, вероятно, связана с образованием крупной (диаметром 90 км) астроблемы Акраман в Южной Австралии с возрастом ~590 млн лет [4]. Учитывая широкое распространение отложений венда с эдиакарской фауной на Зимнем берегу Белого моря, актуальной задачей представляется обнаружение и изучение именно здесь иридиевой аномалии, как важнейшего регионального хронологического и стратиграфического маркера. Следует упомянуть ещё одну далёкую астроблема Мороквенг диаметром 70 км в Южной Африке с возрастом 145.0 ± 0.8 млн лет [5], совпадающим с рубежом J_3/K_1 , по шкале 2004 г., ~ 145.5 ± 4.0 млн лет. Её импактокластические следы вполне могут проявляться в переходных J_3/K_1 морских отложениях Поволжья, находящихся сегодня в 6—7 тыс км от этой астроблемы.

Может создаться впечатление, что импактокластические горизонты характерны только для вышеуказанных двух-трёх гигантских астроблем. Но в действительности это не так. Примером может слу-

жить астроблема Мьолнир в Баренцевом море, которая образовала импактокластический горизонт, зафиксированный на п-ове Нордвик на севере Сибири на расстоянии 2200 км от неё [9]. Этот горизонт, обогащённый иридием, находится на рубеже верхнеюрских и нижнемеловых отложений в непрерывном морском разрезе. На п-ове Нордвик граница J_3/K_1 маркируется слоем «фосфатного известняка» (фосфорита) толщиной 5–6 см, в котором по результатам пяти послойно отобранных через 1 см проб определено от 17.2 до 28.2 % P_2O_5 и от 2.5 до 4.7 % Fe_2O_3 . В этом прослое определено аномально высокое содержание Ir (до 75 мг/т, в среднем по слою — 10 мг/т). Минеральными концентраторами иридия оказались пиритовые образования. Они трактуются сибирскими геологами как космогенные железные частицы, сульфидизированные в диагенезе. Выяснилось, что образование фосфатного прослоя отвечало периоду замедленной некомпенсированной седиментации. Авторы приходят к выводу о том, что иридиевая аномалия космогенная, но не импактная [9]. С таким выводом солидарны и другие исследователи [20]. Но недавнее обнаружение астроблемы Мьолнир на дне Баренцева моря с «рубежным» возрастом 142.0 ± 2.6 млн лет должно изменить такую трактовку: иридиевая аномалия на п-ове Нордвик, скорее всего, связана именно с этим импактным событием. Условия некомпенсированной седиментации и диагенеза лишь благоприятствовали её чёткому проявлению — с консервацией импактокластического материала в тонком прослое фосфорита.

Непрерывные морские разрезы того же рубежного J_3/K_1 стратиграфического уровня наблюдаются и на севере Русской платформы, например, в Пёшской котловине в 1000 км к югу от астроблемы Мьолнир и в Печорской котловине на расстоянии около 1400 км от неё [12]. В ульяновском Поволжье давно известны доступные для прямого изучения разрезы пограничных J_3/K_1 отложений. Поиски пограничных импактокластических горизонтов на европейском севере и в Поволжье не предпринимались, хотя все необходимые предпосылки для этого имеются. Гигантская Пучеж-Катунская астроблема в центре Русской плиты также должна была оставить свой след в пограничных отложениях батского и келловейского ярусов средней юры в пределах Московской синеклизы и среднего Поволжья [6]. Быть может, минерализованные кости морских ящеров в келловейских глинах Сысольской впадины и Московской синеклизы и являются такими отголосками Пучеж-Катунского крупномасштабного импактного события [18].

Астроблема Сильян в центральной Швеции, несомненно, также сопровождалась региональным импактокластическим горизонтом, следы которого, возможно, проявились на севере Русской плиты в девонских отложениях Прибалтики, Белоруссии, Республики Коми. Так, складчатые дислокации девонских отложений на Андомской горе в Прионежье могут оказаться следствием деформаций, вызванных этим позднедевонским импактом [10]. В фаменских солях Припятского прогиба в магнитных

фракциях обнаружены микроскопические (от 0.03 до 0.4 мм) магнитные шарики, представленные магнетитом и камаситом предположительно их космической природы [11, 20]. Не исключено, что именно астроблема Сильян в центральной Швеции и явилась источником этого «космического» материала; расстояние от Припятского прогиба до указанной астроблемы составляет около 1300–1400 км.

Следует упомянуть о существовании в различных регионах мира обширных тектитовых полей, синхронность которых с удалёнными от них астроблемами в ряде случаев доказана. Так U—Pb возраст 15.1 ± 0.1 млн лет тектитов-молдавитов в Чехии совпадает с возрастом астроблемы Рис на территории Германии, удалённой от них на сотни километров. Тектиты Берега Слоновой Кости синхронны астроблеме Босумтви в Гане с возрастом 1.03 ± 0.02 млн лет. Тектиты США синхронны астроблеме Чесапик Бэй в Вирджинии с возрастом 35.5 ± 0.3 млн лет [4, 14].

В некоторых случаях импактным событиям синхронны проявления траппового магматизма, что позволяет предполагать их триггерную роль. Так, Сибирские траппы с возрастом ~250 млн лет синхронны крупной Чадобецкой криптоастроблеме, расположенной в нижнем течении Ангары [13]. Симптоматично, что такой же абсолютный возраст 249–250 млн лет имеют базальты в пределах Коротайхинской впадины Полярного Предуралья [1, 2]. Карской астроблеме с возрастом 55.6 ± 3 млн лет [14] синхронны проявления траппового магматизма в северо-восточной Атлантике. Возраст магматических цирконов из долеритовых силлов в толще меловых и палеоценовых отложений на континентальном шельфе Норвежского моря составляет $\sim 55.6 \pm 0.3$ и 56.3 ± 0.4 млн лет [21].

Выявление региональных или глобальных импактокластических горизонтов требует специальных подходов, больших организационных усилий и финансовых затрат, которые, надо полагать, окупятся с лихвой, поскольку импактокластические горизонты и иридиевые аномалии маркируют всю земную стратисферу, создавая в ней чёткие временные рубежи на разных стратиграфических уровнях осадочного чехла.

Литература

1. *Андреичев В. Л.* Изотопные доказательства приуроченности базальтового магматизма Полярного Предуралья к границе перми—триаса // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы V Российск. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб.: ИП Калкина, 2009. С. 31–34.
2. *Андреичев В. Л., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Литвиненко А. Ф.* Изотопный возраст пермо-триасового базальтового магматизма Полярного Предуралья: Rb—Sr и Sm—Nd данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 3. С. 22–31.
3. *Веймарн А. Б., Корнеева С. А.* Глобальные геологические события на рубеже франского и фаменского веков // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2007. Т. 77. Вып. 1. С. 32–42.
4. *Вишневецкий С. А.* Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
5. Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.

6. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре / Науч. ред. В. Л. Масайтис, Л. А. Певзнер. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.
7. Грачёв А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Колманн Х. А. Космическая пыль и метеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли, 2008. № 7. С. 42—57.
9. Захаров В. А., Лапухов А. С., Шенфиль О. В. Иридиевая аномалия на границе юры и мела на севере Сибири // Геол. и геофизика, 1993. Т. 34. № 1. С. 102—109.
10. Иванов А. О., Лукиевич Э. В., Стинкулис Г. В. и др. Стратиграфия девонских отложений Андомской горы // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 385—396.
11. Лаптухов А. В., Фролов Г. Н. Магнитные шарики в солях Припятского прогиба // Минерал. сб. Львовского ун-та, 1982. № 36. Вып. 2. С. 106—108.
12. Лыжов С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
13. Мальков Б. А. Гигантская криптоастроблема: импактное событие на рубеже перми и триаса // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1998. № 12. С. 4—8.
14. Мальков Б. А., Андричев В. Л. Алмазоносные импактиты Карской астроблемы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2010. № 3. С. 5—11.
15. Мальков Б. А., Филиппов В. Н. Барифлогодит и аксессуарный пиррофанит в алмазоносной кимберлитовой трубке Ермаковской-7 на Кольском полуострове // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2005. № 8. С. 5—10.
16. Найдин Д. П., Алексеев А. С., Беньямовский В. Н., Копеевич Л. Ф. Граница маастрихт-даний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа // Докл. АН СССР, 1982. Т. 267. № 1. С. 177—180.
17. Фелицын С. Б., Сочава А. В., Ваганов П. А., Мейер В. А. Иридиевая аномалия на рубеже вымирания эдиакарской фауны // Докл. АН СССР, 1989. Т. 308. № 5. С. 1200—1203.
18. Холопова А. Л., Холопова М. Л., Архипова Я. Ф. и др. Минерализованные кости морских ящеров: «сысолозавров» и «громозавров» в келловейских глинах Сысольской впадины // Геолого-археол. исследования в Тимано-Североуральском регионе: Докл. 13-й науч. конф.—Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 54—61.
19. Шайбеков Р. И. Долеритовое тело (Сопча) центрального Пай-Хоя и его датировка с использованием U—Pb метода // III Сибирская международная конф. молодых учёных по наукам о Земле. Новосибирск, 2006. С. 246—248.
20. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
21. Svendsen H., Planke S., Corfu F. Zircon dating ties NE Atlantic sill emplacement to initial Eocene global warming // J. Geol. Society, London. 2010. Vol. 167. P. 433—436.

ГАЛЬКИ ЯШМОИДОВ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПСЕФИТАХ

Н. Ю. Никулова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nikulova@geo.komisc.ru

В верховье р. Печоры (рис. 1) в псефитах тумпьянской¹ толщи, возраст которых определен В. С. Озеровым как послераннекембрийский, но доордовикский, а нами, вслед за Г. Ф. Проскуриным (Проскурин и др., 1972 г.) отнесенных к лаптопайской (V_2 — E_1) свите [4], грубообломочная часть представлена риолитами, гранитоидами, гранофирами, аплитами, диоритами, плагиоклазитами, диабазами, андезитобазальтами, базальтами, туфами различного состава и амфиболитами. В одной из глыб псефитов в русле р. Маньская Волосница Я. Э. Юдовичем в 2000 г. была обнаружена и описана галька размером 5×10 см, сложенная сургучно-красной скрытокристаллической породой с раковистым изломом, внешне напоминающей яшму (рис. 2, а). В 2008 г. аналогичные

гальки были обнаружены Я. Э. Юдовичем в глыбах конгломератов манитаньрдской (E_3 — O_1) серии на хр. Манитаньрд, на плоской водораздельной поверхности между ручьями Голубой и Безымянный, левыми притоками р. Няю (рис. 2, б).

В обоих случаях породы представляют собой кварцевые силициты, имеют яшмовидный облик и содержат рекристаллизованные органические остатки — строматолиты. Порода, слагающая гальку в тумпьянских псефтах, характеризуется оолитовой структурой. Органогенные оолиты с концентрическим и радиальным строением сложены микро-, токозернистым гранобластовым и коллоидально-волокнистым кварцем и пигментированы тонкодисперсным гематитом (рис. 3, а). Галька из манитаньрдских конгломератов представлена породой, состоящей из сложенных тонко-, микрозернистым кварцем сферических образований, не имеющих отчетливой внутренней структуры, в центре которых иногда располагаются зерна гематита и апатита. Промежуточная масса, представленная микрозернистым кварцем, интенсивно пигментирована тонкодисперсным гематитом (рис. 3, б).

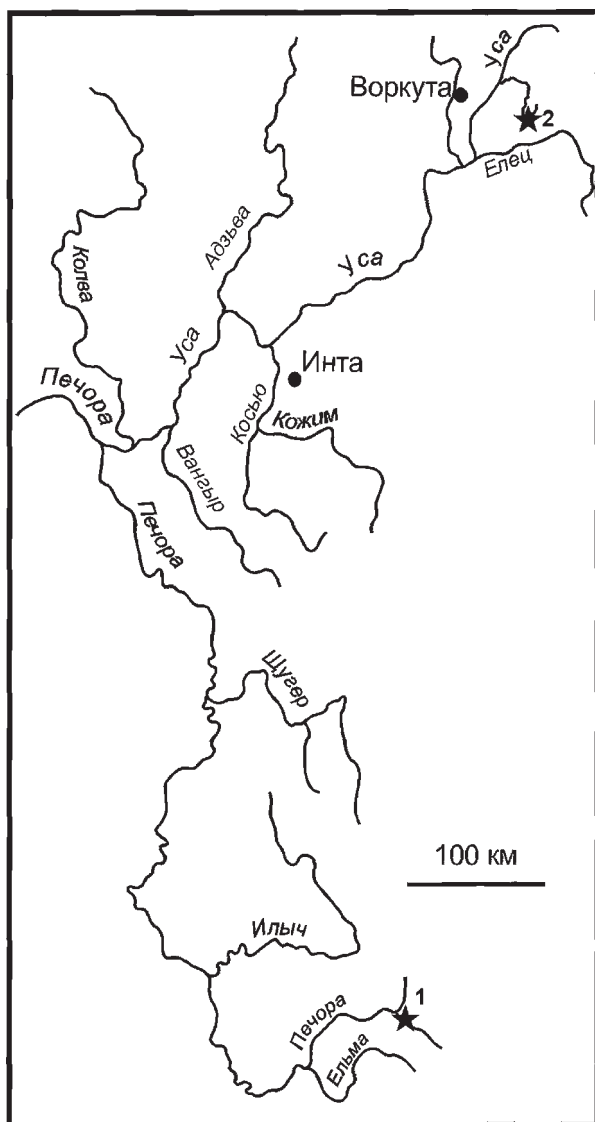


Рис. 1. Схема расположения находок галек яшмоидов:
1 — р. Маньская Волосница; 2 — р. Ня-Ю

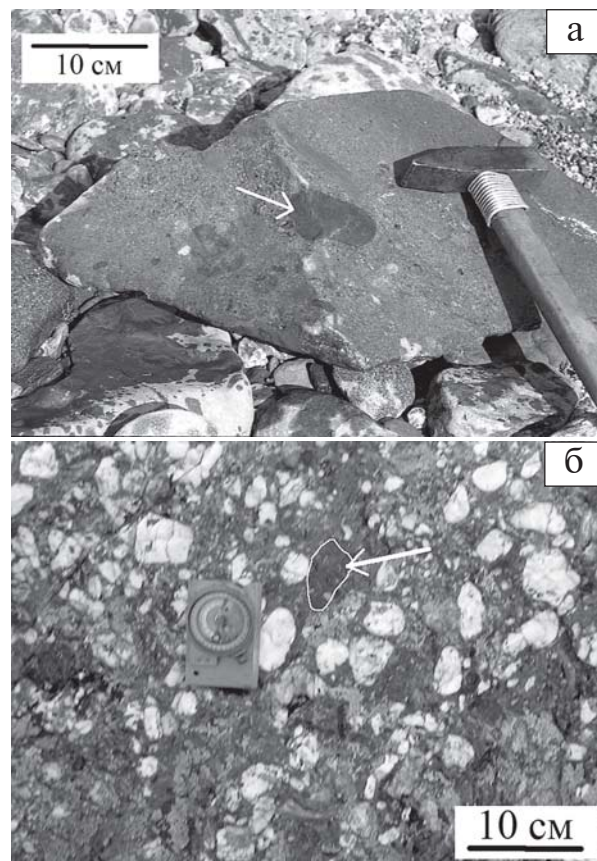


Рис. 2. Гальки яшмоидов в псефитах:
а — тумпьянская толща, р. Маньская Волосница, Северный Урал; б — манитаньрдская серия, р. Ня-Ю, Полярный Урал

¹ Название дано В. С. Озеровым по р. Тумпя.

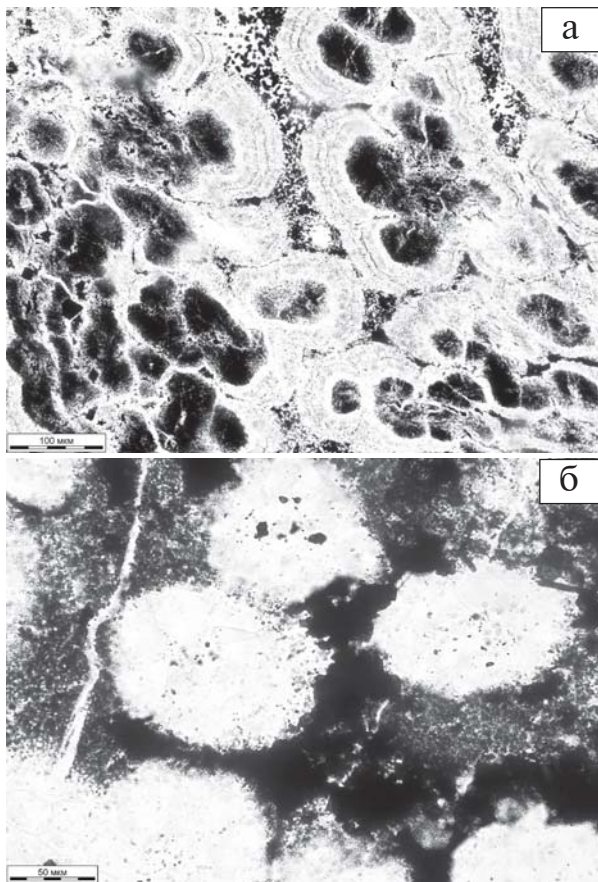


Рис. 3. Микроструктурные особенности яшмоидов из галек:
а — тумпинская толща; б — манитанырдская серия. Снимки без анализатора

Нормативный минеральный пересчет данных рентгенофлуоресцентного анализа, выполненный с помощью «Стандарта ЮК» [9], показал, что порода, которой сложена галька из манитанырдских конгломератов, по составу соответствует яшме и состоит (%) из кварца (~93), гематита (~3) и хлорита (~2), в аксессуарных количествах содержит средний плагиоклаз, мусковит и лейкоксен.

Известно, что яшмы (или близкие к ним породы — яшмоиды) часто пространственно связаны с подводным базальтовым вулканизмом, располагаются в межшаровом пространстве подушечных лав и могут входить в состав глубоководных офиолитовых комплексов, маркирующих древние структуры тиманид. Фрагменты рифейских и вендских офиолитовых комплексов известны на севере Урала — на поднятии Енганепэ, в районе увала Кача-Мыльк, р. Дзеляю и Неркаю, а также предполагаются в Сысертско-Ильменогорском районе на Южном Урале [7]. По данным В. Н. Пучкова, процессы субдукции, сопровождавшиеся формированием офиолитовой ассоциации в ранневендское время, охватили практически всю территорию современного западного склона Урала [7].

Таким образом, можно предполагать, что источником обломков яшм или яшмоидов в лаптопайских и нижнепалеозойских псефитах являются ранневендские вулканогенно-осадочные образования, в современном структурном плане вскрывающиеся в ядрах крупных антиклиналей.

Влияние подстилающих пород на формирование петрографического состава грубообломочной части базальных слоев уралид прослеживается на всем севере Урала. Это было отмечено М. В. Фишманом [8], М. Л. Ключиной [1] и В. Н. Пучковым [6] в различных районах Приполярного Урала. Псефиты, содержащие обломки пород фундамента, изучены нами в верховьях Печоры на Северном Урале [4], на хр. Малдынырд на Приполярном Урале [2, 3] и хр. Енганепэ на Полярном Урале [5].

Обнаружение яшмовых галек в лаптопайских и нижнепалеозойских псефитах являются свидетельством размыва палеоокеанического сектора Урала, что имеет важное значение для палеогеографических реконструкций — установления направления, интенсивности и источников сноса обломочного материала.

Автор признателен д. г.-м. н. Я. Э. Юдовичу за предоставленный фактический материал и консультации, к. г.-м. н. А. А. Соболевой и к. г.-м. н. В. Ю. Лукину — за консультации.

Литература

1. Ключина М. Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 187 с.
2. Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Швецова И. В. Литология и золотоносность базальных слоев уралид на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). Сыктывкар. Геопринт, 2004. 54 с.
3. Никулова Н. Ю., Швецова И. В. Кварц-турмалиновые включения в базальных конгломератах ордовика на Приполярном Урале // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Печорского региона. № 4. Сыктывкар, 2002. С. 64—67. (Тр. Ин-та геол. Коми науч. Центра УрО РАН. Вып. 111).
4. Никулова Н. Ю., Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Швецова И. В., Шулепова А. Н. Литология и геохимия горных пород в зоне межформационного контакта на Верхней Печоре. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. 127 с.
5. Никулова Н. Ю., Юдович Я. Э., Швецова И. В. Литология и геохимия горных пород зоны межформационного контакта на руч. Изъя-Вож (Полярный Урал). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007. 40 с.
6. Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 204 с.
7. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. Фишман М. В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар: Коми кн. изд., 1956. 83 с.
9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

МИНЕРАЛЫ ХРОМА В ОТЛОЖЕНИЯХ АЛЬКЕСВОЖСКОЙ СВИТЫ НА ХРЕБТЕ МАЛДЫНЫРД

С. А. Онищенко

ЗАО «Голд Минералс», Сыктывкар
gmin2004@mail.ru

Ядерная часть Малдинской антиклинали, соответствующая приводораздельной части хребта Малдынырд, сложена вулканическими и субвулканическими породами верхнего рифея—венда. Среди вулкаников преобладают риолиты, которые ассоциируют с породами основного состава. Крылья Малдинской антиклинали сложены терригенными породами алькесвожской и тельпосской свит нижнепалеозойского возраста, которые с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают рифей-вендские вулканики. К зоне несогласия (межформационному контакту) приурочены разнообразные измененные породы, которые могут трактоваться как метаморфизованные коры выветривания [8, 11].

В районе озера Грубепендиты выявлено золоторудное месторождение Чудное, рудные тела которого локализованы как в риолитах фундамента (участок Чудное), так и в терригенных отложениях алькесвожской свиты (участки Нестеровский, Самшитовый и др.).

В основании палеозойского чехла залегают отложения алькесвожской свиты [2, 8, 11], представленные конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевросланцами. В обломочной части пород преобладает кварц, цемент серицит-кварцевый, хлорит-серицит-кварцевый, иногда с пиррофиллитом. Второстепенные минералы, которыми заметно обогащены отдельные прослои, представлены гематитом, апоильменитовым лейкоксеном и аутигенным рутилом, в некоторых участках распространен хлоритоид. Гематит образует уплощенные зерна размером от мельчайших чешуек до пластинок длиной 1 мм. Для гематита характерно присутствие титана (TiO_2 обычно 1.5—2 мас. %). Магнетит фиксируется только в базальном горизонте свиты, выше по разрезу он исчезает, уступая место гематиту. Акцессорные минералы — циркон, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, алланит, спессаргин, пьомонтит, эпидот, титанит, лазулит, флоренсит, горсейксит, эвклаз. Сульфиды для алькесвожской свиты не характерны и присутствуют (пирит, халькопирит) в небольшом количестве только в базальном горизонте.

Хромсодержащие минералы в составе свиты играют скромную роль, однако привлекают к себе особое внимание в связи с тесной взаимосвязью золота с хромсодержащей слюдой — фукситом в риолитах участка Чудное [10], менее отчетливо эта связь проявлена в терригенных породах на других участках. Основные хромсодержащие минералы в алькесвожской свите представлены хромшпинелидом, фукситом и хромсодержащим гематитом. Участки хромоносных пород нередко видны визуально благодаря ярко-зеленой (изумрудной) окраске фукси-

та. Отмечено, что в участках разреза, где фуксит образует значительные, но размытые полосы и струи, хромшпинелид, как правило, отсутствует. Напротив, в мелких редких выделениях (глазках) фуксита насыщенного зеленого цвета устанавливается наличие хромшпинелида.

Впервые хромшпинелиды в алькесвожской свите обнаружены на участке Альбовский, где они образуют в песчаниках редкую вкрапленность мелких зерен, сопровождаемых глазками фуксита размером 1—3 мм. Изученные [12, 4] зерна хромшпинелида имеют размеры 0.15—0.3 мм, округлую слабо окатанную, корродированную форму без какой-либо огранки, часть зерен трещиновата, трещины выполнены фукситом. Состав минерала (мас. %): ZnO 5.0—27.4, FeO 1.4—15.9, MnO 4.3—11.4, MgO 0—3.5, Cr_2O_3 45.5—62.7, Al_2O_3 0.5—15.7, Fe_2O_3 0—6.7, TiO_2 0—0.13, V_2O_5 0—0.4. По высокому содержанию цинка и марганца хромшпинелиды резко отличаются от акцессорных и рудных хромшпинелидов ультрабазитов и ближе всего к цинкохрому — минералу, открытому в слюдястых метасоматитах Онежского прогиба в Карелии [6].

В 15 км севернее о. Грубепендиты в алькесвожских гравелитах и песчаниках на руч. Быстром отмечены участки фукситсодержащих зеленых пород мощностью до 0.5 м. Распределение фуксита струйчатое или пятнистое. Изредка в мелких ярко-зеленых пятнышках размером 0.5—2 мм, сложенных почти мономинеральным агрегатом фуксита, выявляются реликты трещиноватых зерен Mn- и Zn-содержащих хромшпинелидов с размерами отдельных фрагментов 20—30 мкм (рис. 1). Состав минерала (мас. %): ZnO 10.68, FeO 20.77, MnO 4.90, MgO не обн., Cr_2O_3 54.49, Al_2O_3 5.99, TiO_2 0.25, SiO_2 3.12, K_2O 0.23, CaO 0.11, сумма 100.54. Фуксит, в матрице которого находится хромшпинелид, высокохромистый (мас. %): SiO_2 47.18, TiO_2 0.84, Al_2O_3 25.46, Cr_2O_3

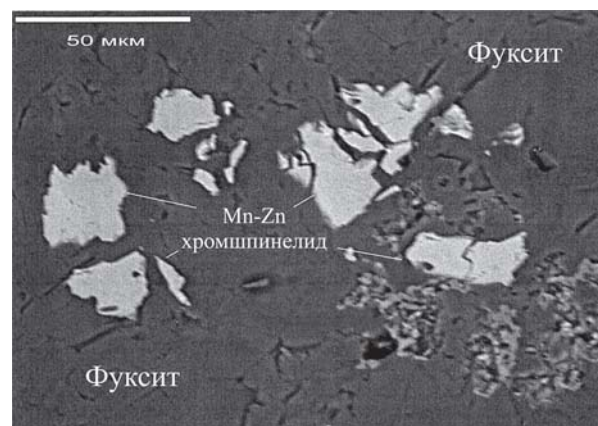


Рис. 1. Реликты хромшпинелида в фукситовой матрице. Изображение в отраженных электронах. Аншл. 751513

Химический состав реликтовых хромшпинелидов в магнетите (мас. %)

Компоненты	Зерно 1			Зерно 2		
	Хромшпинелид	Магнетит		Хромшпинелид	Магнетит	
ZnO	10.31	5.97	0.0	5.35	1.52	0.0
FeO	23.92	27.65	31.03	25.75	28.21	31.05
MnO	2.42	2.56	0.0	2.91	2.41	0.0
MgO	0.0	0.0	0.0	0.0	1.05	0.0
Cr ₂ O ₃	31.85	32.78	0.0	52.77	53.14	1.03
Al ₂ O ₃	24.48	23.76	0.0	9.84	10.31	0.0
Fe ₂ O ₃	6.52	6.81	68.97	3.38	2.77	67.92
TiO ₂	0.50	0.46	0.0	0.0	0.0	0.0
V ₂ O ₅	0.0	0.0	0.0	0.0	0.59	0.0

Таблица 2

Химический состав хромсодержащего гематита (мас. %)

Аншлиф	202803		215423-18	179-96
Fe ₂ O ₃	94.89	93.78	89.36	93.81
Cr ₂ O ₃	2.97	3.31	4.50	1.77
TiO ₂	1.97	1.87	3.30	2.18
MnO	Не ан	Не ан	0.0	0.0

5.86, FeO 4.10, MgO 1.83, CaO 0.20, K₂O 11.28, Na₂O не обн., сумма 96.75.

Кроме того, реликты хромшпинелидов обнаружены в магнетите из базальных гравелитов и конгломератов алькесвожской свиты на участке Нестеровский (скв. 202—206). Магнетит представлен октаэдрическими кристаллами, а также зернами угловатой формы размером 0.08—0.5 мм. Размер включений хромшпинелида 0.01—0.2 мм, они имеют изометричную или неправильную форму. Граница между минералами неровная, с отростками и прожилками магнетита в хромшпинелиде. В хромшпинелиде отмечено повышенное содержание Zn и Mn, состав минерала в различных зернах значительно различается по содержанию Cr₂O₃ и Al₂O₃ (табл. 1). В сростании с хромшпинелидом присутствует фуксит (Cr₂O₃ 2.33 мас. %) и хлорит (Cr₂O₃ 1.17 мас. %). В породах основного состава, подстилающих алькесвожскую свиту, хромшпинелид в магнетите не обнаружен.

Более характерно для участка Нестеровский проявление хромовой минерализации в виде многочисленных тел, обогащенных фукситом и содержащих также хромгематит. Форма фукситизированных участков линзовидная, линзовидно-пятнистая, часто с нечеткими контурами, мощность 0.2—1 м, по простиранию прослеживаются на несколько метров. Распределение фуксита пятнисто-полосчатое, минералом обогащены отдельные слои мощностью 1—5 см, но нередко фукситсодержащие струйки толщиной 0.5—1 см контролируются плейчатостью, зонками смятий и срывов. Фукситсодержащие породы обычно находятся в контурах золоторудных тел. Содержание хрома в них составляет 0.01—0.09 %, в обогащенных хромом участках — 0.1—0.15 %. Золото находится в сростании со всеми минералами, слагающими породу (рис. 2).

При тщательных минералогических исследованиях фукситсодержащих пород хромшпинелидов в них не обнаружен, видимо он полностью разложился. В гематите, ассоциирующем с фукситом, отмечено зна-

чительное содержание хрома (Cr₂O₃ до 4.5 мас. %) (табл. 2). Для ильменита, встречающегося в виде таблитчатых зерен размером 0.1—0.2 мм, характерно резко выраженное неоднородное строение, обусловленное замещением минерала агрегатом рутила и гематита. В микрозернистом агрегате последнего хром также фиксируется (0.75—3.55 мас. % Cr₂O₃).

На рис. 3 и 4 представлено крупное зерно гематита в фукситовой матрице, обрастающее кластогенное зерно ильменита, нацело замещенное агрегатом рутила с небольшим количеством гематита и кварца. Фуксит образует почти мономинеральный лепидобластовый агрегат с толщиной чешуек 5—10 мкм. Содержание Cr₂O₃ в фуксите составляет 2.55 мас. %, а в гематите (табл. 2) — 2.97—4.50 мас. %. Таким образом, хром, высвободившийся при разложении хромшпинелида, от которого никаких видимых следов не осталось, зафиксировался в аутигенно-метаморфогенных фуксите и гематите в соизмеримых содержаниях.

Характер распределения хромшпинелидов в алькесвожской толще свидетельствует об их кластогенной природе. При метаморфических преобра-

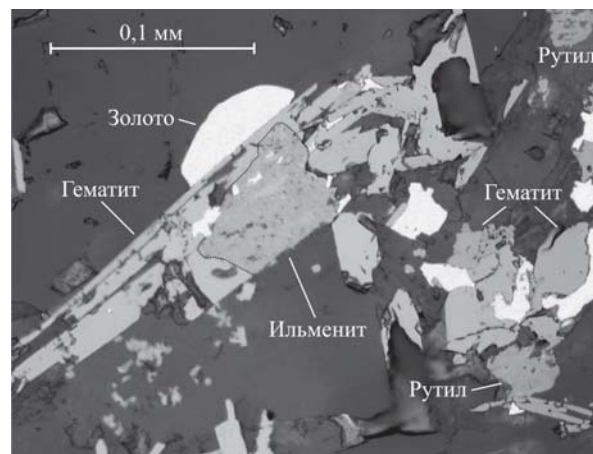


Рис. 2. Золото (белое) в сростании с гематитом и ильменитом в фукситсодержащем песчанике алькесвожской свиты. Аншл. 202803

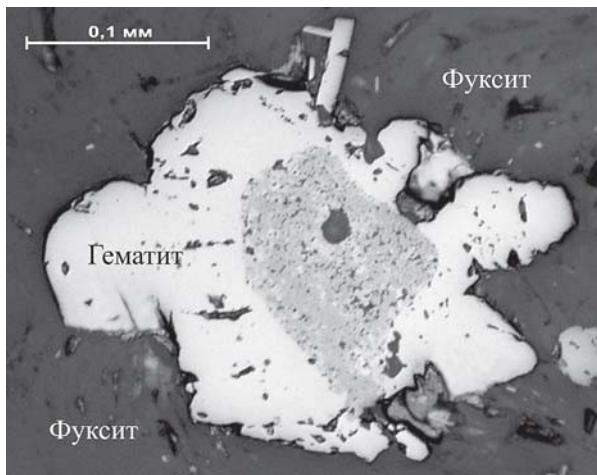


Рис. 3. Хромсодержащий гематит в фукситовой матрице нарастает на апоильменитовый гематит-рутиловый агрегат. Изображение в видимом свете. Аншл. 202803

зованиях горных пород хромшпинелиды вступали в химическое взаимодействие с окружающими минералами, в результате которого вокруг них образовались фукситовые оторочки. При дальнейшем развитии процесса хромшпинелиды полностью разлагались, а освободившийся хром фиксировался в фуксите и гематите. Таким образом, развитие фуксита и хромсодержащего гематита предопределялось наличием в породе кластогенного хромшпинелида. В базальном горизонте алькесвожской свиты магнетит, нарастающий на хромшпинелид и частично его замещающий, видимо, предохранял хромовый минерал от полного исчезновения.

Все хромшпинелиды алькесвожской толщи характеризуются специфическим составом — они являются Mn- и Zn-содержащими при весьма незначительных содержаниях MgO. Близкие по составу хромшпинелиды обнаружены в золотоносных фукситовых прожилках в риолитах (участок Чудное), где

они образуют изометричные, иногда ограненные зерна размером до 10 мкм. Отмечено нарастание многочисленных мелких (1–3 мкм) кристалликов цинкохромита на зерно алланита, причем иногда цинкохромит развивается в нем по трещинкам. Цинкохромит содержит (обр. 722506) в мас. %: ZnO 19.1–19.3, FeO 19.5–24.7, MnO 1.3–2.3, MgO не обн., Cr₂O₃ 38.6–42.2. Фуксит, ассоциирующий со шпинелидом, содержит в этом образце 3.7–4.6 мас. % Cr₂O₃, но в других случаях отмечены менее хромистые фукситы (1.7–2.5 мас. % Cr₂O₃).

Таким образом, в риолитах фундамента и перекрывающих отложениях чехла присутствуют хромшпинелиды близкого и притом специфического состава, откуда напрашивается логический вывод о поступлении хромшпинелидов (а также и золота) в отложения алькесвожской свиты в результате размыва хромсодержащих золоторудных тел участка Чудное. Разумеется, такой вариант вполне возможен, если хром-золотая минерализация в риолитах уже существовала ко времени образования осадков алькесвожской свиты.

Но можно предложить иное объяснение Mn-Zn состава хромшпинелидов в метатерригенных породах, предположив, что такой состав они приобрели на месте в результате метаморфических реакций кластогенного первично магматогенного хромшпинелида с окружающими минералами.

Наблюдения над характером метаморфических преобразований хромшпинелидов в гипербазитах показывают, что продукты реакции часто приобретают зональное строение в результате последовательного замещения первичного минерала хромшпинелидом иного состава (в первую очередь с потерей магния), затем хроммагнетитом и, наконец, магнетитом. Вокруг таких зерен в некоторых случаях образуется оторочка хромового хлорита фиолетового цвета. Никакого обогащения образовавшихся ми-

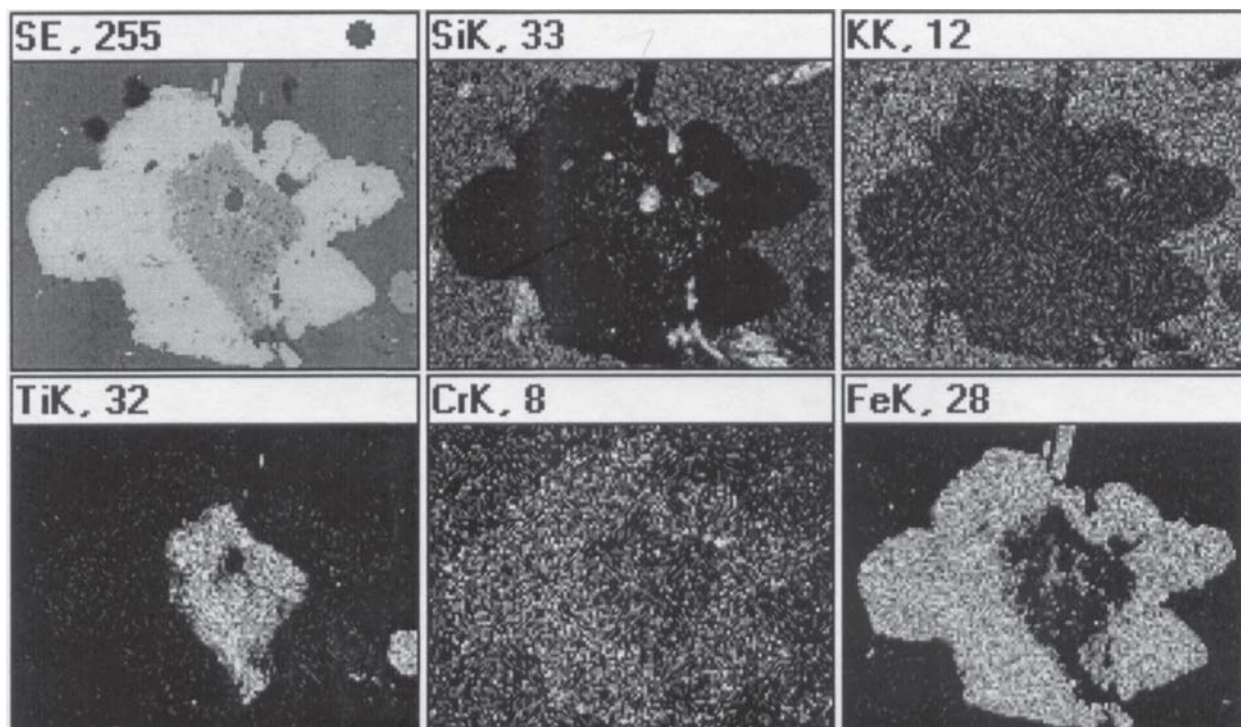


Рис. 4. То же, что на рис. 3. Изображение в отраженных электронах и характеристическом излучении Si, K, Ti, Cr и Fe

нералов марганцем и цинком в мощных телах альпинотипных гипербазитов, как правило, не происходит. Объяснение тут простое: соотношение между шпинелеобразующими компонентами (Cr, Mn, Zn) в породе с доминированием хрома не позволяет этой возможности реализоваться. Иное дело в маломощных телах гипербазитов, особенно метасоматически преобразованных, в которых возможен обмен компонентами с окружающей средой, или в породах другого, не гипербазитового состава, где соотношение между Cr, Mn, Zn таково, что аутигенно-метаморфогенный хромшпинелид просто обязан обогащаться Mn и Zn. И это действительно наблюдается.

В лампрофировых дайках Четласского Камня на Тимане [5] аксессуарные хромшпинелиды имеют метафорфогенную хроммагнетитовую кайму, обогащенную цинком (ZnO 6.31 мас. %) и марганцем (MnO 2.82 мас. %). В родингитах Баженовского месторождения хризотил-асбеста метаморфогенные Mn-Zn хромиты (ZnO до 6.1, MnO до 3.6 мас. %) замещают первичные хромшпинелиды в виде кайм сложного строения [1]. Среди новообразованных минералов присутствует также Cr-хлорит. В Кожимском районе Приполярного Урала [13] в маломощном (до 30 м) теле серпентинитов метаморфизованные хромшпинелиды содержат до 1.6 мас. % ZnO и 2.0 мас. % MnO.

В метаморфических породах Zn- и Mn-содержащие хромшпинелиды выявлены на колчеданном месторождении Оутокумпу в Финляндии (ZnO до 5.8 мас. %), в слюдяных сланцах района Хемло в Канаде (ZnO до 8.9, MnO до 13 мас. %), в амфиболите [7] в докембрийских породах Кольского полуострова (ZnO 4.1, MnO 9.3 мас. %). В силлиманит-кордиеритовых сланцах Приольхонья [3] хромшпинелиды содержат (мас. %): ZnO 2.0—5.5, MnO 1.8—20.5, MgO до 3.6, Cr₂O₃ 28.4—65.8, V₂O₅ 5.45—39.3.

Скорее всего, Zn- и Mn-содержащие хромшпинелиды вообще являются преобладающими в метаморфических породах, их относительная редкость мнимая и объясняется небольшим числом анализов этого аксессуарного минерала.

Что касается хромовой (и золотой) минерализации в риолитах на участке Чудное, то к настоящему времени не существует никаких доказательных соображений по ее происхождению и приходится с сожалением констатировать, что спустя десятилетия [9, 11] природа ее остается неизвестной.

Анализы выполнены Филипповым В. Н. (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) на JSM-6400 с Link-

ISIS-300 и Моховым А. В. (ИГЕМ РАН) на JSEM-5300 с Link-ISIS.

Литература

1. Барсукова Н. С., Спиридонов Э. М. Хромшпинелиды Баженовского месторождения и продукты их замещения // Минералогия родингитов Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Екатеринбург: Уральск. гос. горно-геол. академия, 1996. С. 54—62.
2. Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Минералогические особенности и золотонность базальной части разреза уралид хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 155—164 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; вып. 101).
3. Конева А. А., Суворова Л. Ф. Редкие оксиды хрома и ванадия в метаморфических породах Приольхонья (западное Прибайкалье) // Зап. ВМО, 1995. № 4. С. 52—61.
4. Макеев А. Б., Ефанова Л. И., Филиппов В. Н. Манганоцинкохромит и манганоцинкоалюмохромит Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 165—171 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; вып. 101).
5. Макеев А. Б., Макеев Б. А. Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала // Докл. РАН, 2005. Т. 404, № 2. С. 235—240.
6. Нестеров А. Р., Румянцева Е. В. Цинкохромит ZnCr₂O₄ — новый минерал из Карелии // Зап. ВМО, 1987. Вып. 3. С. 367—371.
7. Нефедов Е. И., Шувалова Н. И. Хромит марганцево-алюминиевый из центральной части Кольского полуострова // Зап. ВМО, 1968. Вып. 1. С. 90—91.
8. Озеров В. С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы, 1996. № 4. С. 28—37.
9. Онищенко С. А. Хром в золоторудных проявлениях хребта Малдынырд (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Матер. XIII съезда Респ. Коми. Т. IV. Сыктывкар, 1999. С. 96—97.
10. Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геол. рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 1. С. 15—30.
11. Юдович Я. Э., Ефанова Л. И., Швецова И. В. и др. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 98 с.
12. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Иванова Т. И., Швецова И. В. Геохимия и минералогия хрома в осадочных толщах севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1997. 76 с.
13. Юдович Я. Э., Швецова И. В., Козырева И. В., Шулепова А. В. Хромшпинелиды и самородное золото в древних гипербазитах Кожимского района // Геохимия древних толщ севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 220—226.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ И СТРУКТУРНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАРБОНАДО

В. А. Петровский¹, Ю. В. Глухов¹, А. Е. Сухарев¹, Г. Н. Каблис¹, М. Мартинс²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *petrovsky@geo.komisc.ru*

²Федеральный Университет штата Минас Жерайс, Бело Оризонте, Бразилия

Карбонадо — загадочная микрополикристаллическая разновидность алмаза, генезис которой остается до сих пор во многом неясным. Достаточно подробные обзоры различных гипотез происхождения карбонадо имеются в работах [22, 24, 26]. Подобно объяснению происхождения монокристалльных промышленных алмазов, существует **представление о мантийно-магматической природе карбонадо** [17, 27, 32, 33]. А. А. Маракушев выдвинул предположение о том, что карбонадо может быть результатом **перекристаллизации (рекристаллизации) монокристалльных изначально магматических алмазов в условиях земной коры** [10]. В. Т. Дубинчуком и его коллегами [5], Ф. В. Каминским [8], а также М. Озимой и его коллегами [29] рассматривалась **возможность образования карбонадо из органического углерода при естественном радиоактивном облучении**. Е. В. Францессон и Ф. В. Каминский [16] обратили внимание на близость изотопного состава карбонадо и биогенного углерода, что подтолкнуло их к идее **происхождения карбонадо как продукта метаморфизма углеродистых пород**. Определенной популярностью также пользуется гипотеза космогенного происхождения карбонадо. Так, Смит и Даусон [31] связали криптозернистость карбонадо, заметно облегченный состав углерода, наличие «земнокоровых» минеральных включений при отсутствии включений мантийного парагенезиса, а также находки лонсдейлитсодержащих карбонадо — с возможностью объяснения **происхождения карбонадо как продукта импактного метаморфизма пород земной коры (мишени), содержащих органический углерод или графит**. Близкую точку зрения высказывал В. А. Езерский, обнаруживший сходство карбонадо с продуктами ударного преобразования углей [7]. А. М. Асхабовым и Б. А. Мальковым была предложена кватаронная модель генезиса карбонадо [1]. **По их мнению, карбонадо представляют собой уникальную пористую породу — алмазит, которая формировалась при высоких давлениях и аномально высоких температурах (3500—4000 °С), возникших в результате импактного события**. Образование карбонадо проходило через стадию формирования кластеров «скрытой фазы» — кватаронов.

Борьба идей в дискуссии происхождения карбонадо чем-то напоминает бесконечную гонку вооружений. Как только кто-то найдет достойное «средство защиты», то тут же оппоненты находят разящее «средство нападения».

В качестве типового примера можно рассмотреть объяснение происхождения карбонадо, предложенное не так давно Б. А. Мальковым [9], который выдвинул в качестве очередного «неоспоримого» аргумента импактного происхождения — тезис о присутствии атомарного кремния (Si⁰) в решетке алмаза карбонадо — как показателя гипербарических условий

его происхождения, казалось бы, ставящий точку в решении «проблемы карбонадо». Несомненно, что в ряду новых гипотез о происхождении карбонадо это — свежая мысль. Однако данные Р. М. Минеевой и её коллег [11] на которые опирается Б. А. Мальков, вовсе не указывают прямо на присутствие атомарного кремния в решетке алмаза. Знакомство со статьей [11] показывает, что в карбонадо установлен парамагнитный центр, являющийся аналогом хорошо изученного R1-центра, выявляемого при помощи ЭПР в алмазах, подвергшихся облучению. Указано также, что парамагнитные R1-центры обнаруживали в природных алмазах типа IIa и IIb после облучения электронами или нейтронами. Отметим, что R1-центр устанавливался в поликристаллических алмазах в трубке «Удачная» (Якутия) А. И. Горшковым и его соавторами [4]. Р. М. Минеева и её соавторы специально отмечают, что они не подвергали облучению и отжигу образцы карбонадо для активации изучаемых парамагнитных центров, что обычно делается в исследованиях, в которых используется ЭПР. Однако из данных и литературного обзора Р. М. Минеевой и её коллег [11] вовсе не следует, что карбонадо может являться единственным в своём роде уникальным необлучённым в природе алмазом, содержащим R1-центр. По-видимому, Б. А. Мальков не учёл накопленные к настоящему времени сведения о естественном радиационном облучении карбонадо: в карбонадо присутствуют радиогенные гало [25], торий и уран [14], а также признаки радиационно-термических воздействий [28]. Можно прогнозировать, что не только в карбонадо, но и в монокристалльных алмазах, особенно с радиационной зеленой окраской, характерной для алмазов из докембрийских россыпей, со временем будет обнаружен R1-центр. Кроме того, важно отметить, что Р. М. Минеевой и её коллегами сообщается о присутствии атомарного кремния в карбонадо на основании данных рентгеноэлектронного анализа — метода, прямо не указывающего на вхождение восстановленного кремния в структуру алмазной решетки карбонадо. Выводы же о природе R1-центра в карбонадо, участии и форме вхождения в него кремния — это выстраданная точка зрения этих авторов. Здесь, как это нередко бывает в радиоспектроскопии, ряд заключений, положенных в основу итогового вывода о природе дефекта, не исключает опоры на вполне разумные предположения и убедительные доводы, тем не менее не являющимися прямыми доказательствами.

Наконец в ряду новых гипотез нельзя не отметить выдвинутую относительно недавно идею С. Хаггерти [23] о **внеземном космогенном происхождении карбонадо, образовавшегося при взрыве досолнечной Сверхновой**. Эта гипотеза и вовсе выносит споры о происхождении карбонадо за пределы геологических процессов, идущих на планете Земля.

Одно совершенно бесспорно: карбонадо является одним из древнейших образований [30], с возрастом, приближающимся к возрасту Земли. Мы еще не так много знаем о «земнокоровой» биографии карбонадо. Если мы принимаем теллурическую (а не космогенную) гипотезу генезиса карбонадо, то в **разгадке природы карбонадо может помочь изучение присутствующих в нем многочисленных минеральных включений.**

В данном сообщении мы помещаем материал, демонстрирующий некоторые региональные особенности бразильских карбонадо, необъяснимые в представлениях об их первоначальном едином (т. е. однородном) источнике. Хотя мы в основном используем данные, которые уже публиковались нами ранее — здесь они отчасти реинтерпретируются. Рабочая коллекция алмазов была представлена образцами карбонадо и монокристаллическими алмазными индивидами, извлеченными из молодых россыпей Бразилии в процессе полевых работ при непосредственном участии М. Мартинса (профессора Федерального Университета штата Минас Жерайс, Бразилия).

Определение элементного состава примесей в монокристаллических алмазах (16 индивидов) и карбонадо (6 образцов) проводилось при помощи инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) Н. Н. Догадкиным в ГЕОХИ РАН (г. Москва). При построении диаграмм проводилась нормировка полученных данных на значения хондритового стандарта, взятого из работы [21].

Анализ рентгеноструктурных характеристик карбонадо (выборка 32 сколотых фрагментов образцов) проводился в ИГ КОМИ НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) Г. Н. Каблисом методом Дебая на трубке БСВ-22 на железном или медном аноде в камере РКД-57. Анализировались рефлексы линий рентгеновского излучения K_{α} и K_{β} в области углов отражения $2\theta = 10 \div 150^{\circ}$. Абсолютно достоверными были признаны те фазы, которые давали на дебаеграмме три и более линии, несовпадающих с линиями других фаз, и если при этом соотношения интенсивностей линий соответствовали справочным. Кристаллическими фазами, определенными с высокой достоверностью, считали такие, которые давали на дебаеграмме либо не менее трех собственных линий, либо положение линий отличалось от справочных данных на величину, соизмеримое с погрешностью метода (а также — если не соблюдалось справочное соотношение интенсивностей). Подобные несоответствия, к сожалению, встречаются при рентгеноструктурном анализе минералов достаточно часто и могут быть вызваны разными причинами. Кристаллическими фазами, определяющимися с низкой достоверностью, признавались такие, которые давали на дебаеграмме только одну или две линии с минимальной интенсивностью. По дебаеграммам с использованием стандартных алгоритмов производился расчет параметров элементарной ячейки алмаза (погрешность оценки варьирует от 0.001 до 0.007 Е).

Данные ИНАА [12]* показывают, что образцы карбонадо сильно обогащены редкоземельными элементами (РЗЭ) по сравнению с хондритовым ве-

ществом [21]. Содержания РЗЭ в карбонадо варьируют от десятых до первых тысяч ppm (рис. 1). Соответствующие суммы РЗЭ в карбонадо изменяются от нескольких десятков до нескольких тысяч ppm, т. е. для карбонадо весьма характерно очень значительная (порядковая!) дифференцированность в уровнях концентрирования РЗЭ. Общая тенденция соотношений РЗЭ выражается в превалировании легких лантаноидов над тяжелыми, однако La/Yb-отношение также сильно варьирует от десятых единиц до нескольких сотен, т. е. может быть не только больше единицы, но и даже меньше.

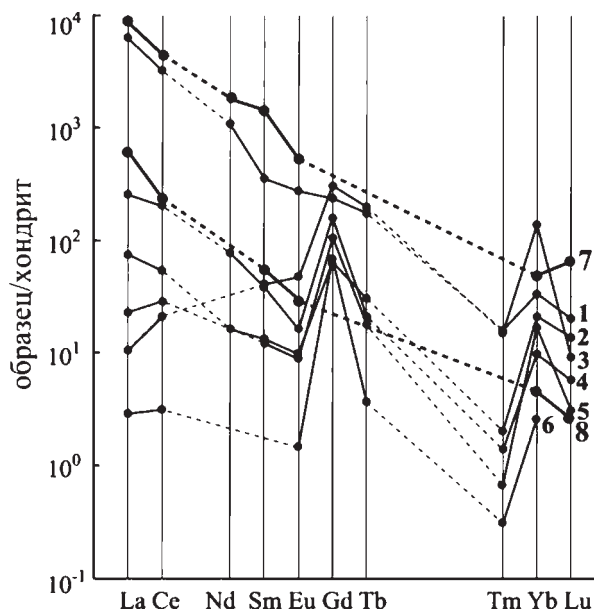


Рис. 1. Распределения РЗЭ в карбонадо.

1 — MGC4; 2 — MGrC2; 3 — MGC6/6; 4 — MGC0; 5 — MGC6/7; 6 — ChDC2; 7 — гояцит [3]; 8 — кимберлиты в целом [3]. 1, 3—5 — штат Минас Жерайс, 2 — штат Мату Гроссу, 6 — штат Байя, Национальный парк Чапада Диамантина. Нормировка проводилась на значения хондритового стандарта [21]

Судя по данным работы [12], монокристалльные алмазы имеют похожий наклон спектров РЗЭ: в них также легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Однако, величина Σ РЗЭ за редким исключением, в них меньше, чем в карбонадо — на один и даже на два порядка. Для бразильских монокристаллических алмазов тоже характерна значительная изменчивость величины Σ РЗЭ — от десятитысячных и тысячных (пороговых) до первых сотен ppm. В большинстве случаев содержание РЗЭ ниже хондритовых кларков или даже ниже порога обнаружения (почти у половины образцов).

Мы далеки от мысли, что РЗЭ являются структурными примесями в алмазе и замещают атомы углерода в его решетке. По всей видимости, вариации содержания редких земель в алмазах отражает присутствие в них различных минералов-узников, являющихся действительными концентраторами РЗЭ. Как известно, в монокристаллических алмазах, выросших в мантии, такими минералами являются гранат и перовскит. Однако высокие значения Σ РЗЭ в карбонадо, в отличие от монокристаллических алмазов, связаны с редкоземельными алюмофосфатами (так на-

* В работе [12] не были приведены данные по барью.

зываемыми флоренситами*), не являющимися мантийными минералами и, по-видимому, генетически связанными с метаосадочными комплексами, в которых карбонадо длительно находилось. На диаграмме рис. 1 вместе с данными по алмазам приведена кривая распределения РЗЭ в гоаците, схожая по наклону и высоте с кривыми для карбонадо.

Заметим, что в литературе составы РЗЭ карбонадо сравниваются с составами РЗЭ кимберлитовых пород, а сходство трактуется в терминах сходного генезиса тех и других. [3]. Однако причиной может быть просто сходство в способности концентрировать легкие лантаноиды — таких минералов, как карбонаты (кимберлиты) и алюмофосфаты (метаосадочные коллекторы). Отметим, что карбонаты и флоренситы, в общем являются минералами земной коры, а не мантии.

Помимо РЗЭ, в карбонадо по данным ИНАА присутствуют: Ва, Fe, Cr, Co, Zn, Sb, Cs, Sc, Th, U. Обращают на себя внимание довольно высокие содержания центростремительных элементов (т. е. тяготеющих к центру Земли) — хрома и железа, составляющих в среднем соответственно десятки и тысячи ppm. Средние содержания хрома в карбонадо близки к кларкам хондритов, кислых пород (гранитоидов) и некоторых осадочных пород (песчаников) [2]. Концентрации центростремительного Со (единицы ppm) близки к кларкам гранитоидов, однако есть образцы и с отсутствием этого элемента. Во всех образцах без исключения был обнаружен скандий в количестве единиц ppm, что схоже с различными кларковыми величинами, исключая кларки базальтов, глин и сланцев. Также во всех образцах было установлено присутствие Th (от единиц до десятков ppm) и U (от десятых долей до десятков ppm). Такие содержания близки к кларкам базальтов, кислых и осадочных пород. В нескольких образцах было установлено присутствие Ва (от десятков до сотен ppm), что близко к кларкам базальтов, кислых и осадочных пород. Остальные элементы — Zn, Sm и Cs, были встречены лишь в единичных образцах.

В сравнении с карбонадо состав примесей монокристаллических алмазов более скудный. Помимо РЗЭ в монокристаллических алмазах были обнаружены Fe, Cr, Co, Sc, Th, U, но их средние содержания примерно на порядок ниже, чем у соответствующих элементов в карбонадо. Почти в половине образцов никаких примесей в монокристаллических алмазах установить не удалось — содержания их оказались ниже порога анализа. Итак, монокристаллические алмазы значительно чище карбонадо. Те незначительные примеси, которые обнаруживаются в монокристаллических алмазах, связаны с микроскопическими минеральными мантийными включениями.

Таким образом, уровни обогащения следовыми элементами в значительной мере сближают карбонадо с различными породами земной коры — но не с породами мантии.

* По данным, опубликованным в работе [15] алюмофосфаты изучаемой коллекции карбонадо представляют собой твердые растворы четырех разновидностей: ксенотим-флоренситовую, монацит-флоренситовую, монацит-(Са-Ва-Sr-Pb) алюмофосфатную и флоренсит-(Са-Ва-Sr-Pb) алюмофосфатную, представляющих собой два бинарных ряда, а именно крандаллит-горсейксит (Са-Ва) и гоацит-плюмбогуммит (Sr-Pb).

Рентгеноструктурная характеристика. Анализ полученных дебаеграмм показал [13], что практически все карбонадо представляют собой поликристаллические агрегаты, состоящие из хаотически ориентированных кристалликов размером порядка 1—10 мкм, что хорошо согласуется с оценками размеров индивидов, сделанными при использовании сканирующего электронного микроскопа. Исключение составили два скола образцов карбонадо. Так, скол образца MGC6/2 представляет собой текстурированный поликристаллический агрегат (кристаллики имеют предпочтительную ориентировку), что выражается в неравномерном распределении интенсивности по дебаевскому кольцу. Один из сколов образца MGC0-2, а также скол образца MtGrC3 являются аморфными фазами, присутствия алмаза в которых достоверно не установлено.

Основной кристаллической фазой во всех сколах (кроме MGC0-2 и MtGrC3) является алмаз. На дебаеграммах четко регистрируются непрерывные линии алмаза, соответствующие отражениям от плоскостей (111), (220), (311) и (400). Полученный диапазон вариации рассчитанного параметра решетки алмаза по разным образцам карбонадо составил от 3.555 до 3.581 Å. Распределение решеточных параметров для репрезентативной выборки карбонадо из штата Минас Жерайс является бимодальным. На диаграмме (рис. 2) хорошо видно присутствие небольшой группы карбонадо (7 из 27 образцов, все из одного штата Минас Жерайс) с параметрами кристаллической решетки, близкими к значениям параметров решетки алмаза (3.56 Å). В остальных случаях, исключая сколы с аморфной фазой, параметр решетки повышен, что, возможно, связано с дефектностью кристаллической структуры. В этом же ряду — сколы карбонадо из штата Мату Гроссу, скол

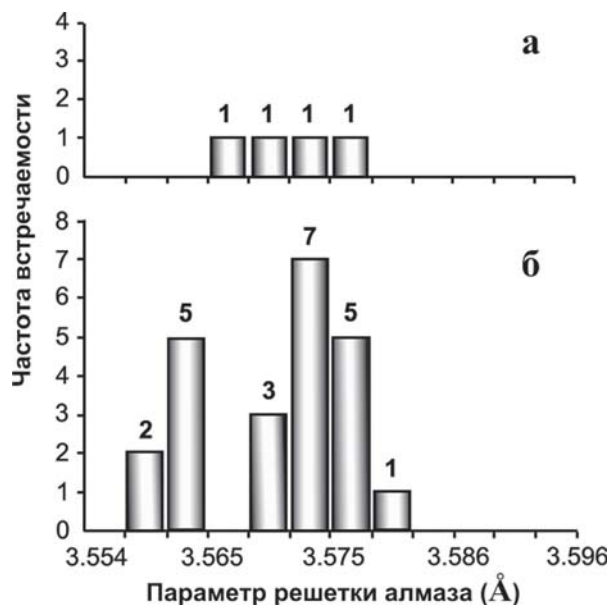


Рис. 2. Вариации структурных характеристик карбонадо из штатов Мату Гроссу (а) и Минас Жерайс (б)

единственного образца из штата Байя, а также скол образца MGC6/2 с текстурированным агрегатом. Можно отметить, что вместе с аморфностью отдельных участков, у некоторых сколов карбонадо также наблюдалось варьирование параметра кристаллической решетки алмаза (до 7 %).

По данным рентгеноструктурного анализа, помимо алмаза, в карбонадо достоверно устанавливается присутствие следующих минералов: анальцима, гематита, гётита (гидрогётит), глауконита, графита, иллита (гидрослюда), плюмбогуммита*, псиломелана, чаоита. Эти минеральные примеси оказались в нашем случае характерны только для выборки карбонадо из штата Минас Жерайс.

Графит и чаоит — структурные модификации углерода, связанные, очевидно, с процессом формирования карбонадо. **Вполне определенно можно сказать, что перечень ряда других минеральных примесей карбонадо, таких как анальцим, гематит, гётит, глауконит, иллит (гидрослюда), плюмбогуммит, псиломелан — характерен для осадочных горных пород.** Характерной особенностью многих из перечисленных минералов является присутствие конституционной воды, что, разумеется, указывает на их «земнокоровое» происхождение. Установленный состав минералов карбонадо, по-видимому, отчасти отвечает особенностям субстратов, вмещающих карбонадо: последние встречаются как в метатерригенных породах, так и в рыхлых неоген-четвертичных аллювиальных осадках, нередко являющихся продуктами перемыва элювиальных отложений. Отметим, что обсуждаемая минеральная ассоциация — типичный ассоциативный минеральный ряд формаций выветривания, в частности, фосфатоносных [6, 18—20].

Между рентгеноструктурными характеристиками алмаза в карбонадо и набором минеральных примесей в нем, возможно, существует некая связь. Так, только в карбонадо с повышенными значениями параметра кристаллической решетки алмаза было достоверно установлено частое присутствие плюмбогуммита и иллита. Однако вполне возможно, что это является геолого-геохимической региональной спецификой штата Минас Жерайс, особенностью субстратов, некогда содержащих карбонадо и не связано с причинами, повлиявшими на увеличение параметра решетки.

В заключение можно отметить, что **приведенные нами данные по вещественным и структурным характеристикам демонстрирует заметную неоднородность карбонадо.** На неоднородный характер бразильских карбонадо мы также обращали внимание прежде, когда изучали их люминесценцию и особенности изотопного состава углерода [12, 14]. Причин, по которым карбонадо оказываются различными по физическим и химическим свойствам, может быть несколько, и они на данный момент неизвестны. Однако ясно, что если карбонадо Бразилии (а также, по-видимому, центральной Африки) имели оди-

наковое происхождение, то их свойства как-будто не должны иметь наблюдаемых региональных отличий. Это наводит на мысль о возможной **множественности источников карбонадо.** В этом случае карбонадо — никак не продукт одного уникального геологического события (акта вулканизма или падения метеорита и пр.), а результат реализации одного и того же специфичного механизма кристаллизации микрополикристаллических алмазов. В то же время, **специфика карбонадо из разных регионов Бразилии и их внутрорегиональная неоднородность вполне может быть объяснена его различной посткристаллизационной биографией, обусловленной его переотложением и длительным нахождением в различных коллекторах, где карбонадо по-разному насыщалось минеральными примесями, и подвергалось физико-механическим воздействиям, повлиявшим на его структурные характеристики.** Последнее объяснение природы неоднородности карбонадо представляется нам наиболее правдоподобным.

Авторы благодарят Я. Э. Юдовича за конструктивную критику и ценные замечания к работе.

Исследования проводились при поддержке гранта НШ-7198.2010.5., программы Президиума РАН № 27 (09-Р-5-1028) и ОНЗ РАН (09-С-5-1022).

Литература

1. Асхабов А. М., Мальков Б. А. Квазарная модель импактного генезиса карбонадо // Доклады АН, 2010. Т. 435. № 2. С. 223—224.
2. Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е., Прохоров В. Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
3. Гориков А. И., Бершов Л. В., Винокуров С. Ф. и др. Карбонадо из округа Леншойш, штат Байя (Бразилия): минеральные включения, физические свойства, геохимические особенности и условия образования // Геол. рудн. месторождений, 1997. Т. 39. № 3. С. 269—277.
4. Гориков А. И., Винокуров С. Ф., Солодов Д. И., Бершов Л. В., Мохов А. В., Солодова Ю. П., Сиццов А. В. Поликристаллический алмаз из трубки «Удачная» (Якутия): минералого-геохимические и генетические особенности // Литол. и полез. ископаемые, 1998. № 6. С. 588—603.
5. Дубинчук В. Т., Коченов А. В., Пеньков В. Ф. и др. Новообразование в органическом веществе осадочных пород при радиоактивном облучении // ДАН, 1976. Т. 231. № 4. С. 973—976.
6. Занин Ю. Н. Некоторые вопросы эволюции морского и континентального фосфоритогенеза в кайнозое // Эволюция литогенеза в истории Земли: Сб. науч. тр. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1981. С. 62—70.
7. Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникающие при ударном преобразовании углей // Записки ВМО, 1986. Ч. 115. Вып. 1. С. 26—33.
8. Каминский Ф. В. Генезис поликристаллических агрегатов алмаз—карбонадо // Докл. АН СССР, 1987. Т. 294. № 2. С. 439—440.
9. Мальков Б. А., Ракин В. И. Примесный кремний — индикатор гипербарических условий образования карбонадо // Материалы Междунар. конф. «Углерод: мине-

* Название «плюмбогуммит», которое мы первый раз употребили в работе [13], является достаточно условным и указывает лишь на присутствие в пробе карбонадо алюмофосфата с близкими плюмбогуммиту структурными характеристиками. Дальнейшее изучение карбонадо при помощи микронзондового анализа показало присутствие разнообразных составов алюмофосфатов (а не только свинецсодержащих), о чём мы также упоминаем и в этой работе.

ралогия, геохимия и космохимия». Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 67—68.

10. *Маракушев А. А., Перцев Н. Н., Зотов И. А.* и др. Некоторые петрологические аспекты генезиса алмаза // Геол. рудн. месторождений, 1995. Т. 37. № 2. С. 105—121.

11. *Минеева Р. М., Сперанский А. В., Егоров Б. Л.* и др. Дефекты в карбонадо: аналог радиационного центра R1 в алмазе // Докл. РАН, 1999. Т. 367. № 2. С. 238—240.

12. *Петровский В. А., Глухов Ю. В., Сухарев А. Е.* и др. Дивергентный характер россыпной ассоциации алмаз—карбонадо // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологич. съезда Респ. Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 76—79.

13. *Петровский В. А., Мартинс М., Каблис Г. Н.* и др. Поликристаллические алмазные образования из россыпей реки Макаубас (Бразилия) // Вестник Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2003. № 9. С. 2—6.

14. *Петровский В. А., Мартинс М., Лютов В. П.* и др. Минералогические и генетические особенности карбонадо из штата Минас Жерайс (Бразилия) // Сыктывкарский минералогический сборник № 33. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 115). Сыктывкар, 2003. № 33. С. 41—69.

15. *Силаев В. И., Петровский В. А., Сухарев А. Е., Мартинс М.* Новый вклад в минералогию карбонадо: резюме итогов исследований // Геология алмаза — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России): Материалы конф. Воронеж, 2005. С. 695—705.

16. *Францессон Е. В., Каминский Ф. В.* Карбонадо — разновидность алмаза некимберлитового генезиса // Докл. АН СССР, 1974. Т. 219. № 1. С. 187—189.

17. *Шелков Д., Верховский А. Б., Милледж Х. Дж., Пиллинджер К. Т.* Карбонадо Бразилии и Убанги: сравнение с другими формами микрокристаллических алмазов на основе изотопов углерода и азота // Геол. и геофизика, 1997. Т. 38. № 2. С. 315—322.

18. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

19. *Юшкин Н. П.* Опыт средномасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южновоземельская минералогическая провинция. Л.: Наука, 1980. 376 с.

20. *Юшкин Н. П., Маслов М. А., Микляев А. С.* Минералогия и генезис пайхойского вавеллита. // Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1978. Ч. 107. Вып. 4. С. 398—406.

21. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Developments in Geochemistry 2. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63—114.

22. *De S., Heaney P. J., Hargraves R. B.* et al. Microstructural observations of polycrystalline diamond: a contribution to the carbonado conundrum // Earth Planet. Sci. Letters. 1998. Vol. 164. P. 421—433.

23. *Haggerty S. E.* A Diamond Trilogy: Superplumes, Supercontinents, and Supernovae // Science. 1999. Vol. 285. P. 851—860.

24. *Heaney P. J., Vicenzi E. P., De S.* Strange diamonds: the mysterious origins of carbonado and framesite // Elements. 2005. Vol. 1. P. 85—89.

25. *Kagi H., Sato S., Akagi T., Kanda H.* Generation history of carbonado inferred from photoluminescence spectra, cathodoluminescence imaging, and carbon-isotopic composition // Amer. Mineralogist. 2007. Vol. 92. № 1. P. 217—224.

26. *Kletetschka G., Taylor P. T., Wasilewski P. J., Hill H. G. M.* Magnetic properties of aggregate polycrystalline diamond: implications for carbonado history // Earth Planetary Sci. Letters. 2000. Vol. 181. P. 279—290.

27. *Kurat G., Dobosi G.* Garnet and diopside-bearing diamondites (framesites) // Mineral. Petrol. 2000. Vol. 69. P. 143—159.

28. *Nadolinny V. A., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Twitchen D. J.* Observation and interpretation of paramagnetic defects in Brazilian and Central African carbonados // Amer. Mineralogist. 2003. Vol. 88. № 1. P. 11—17.

29. *Ozjma M., Zashu S., Tomura K., Matsuhisa Y.* Constraints from noble-gas contents on the origin of carbonado diamonds // Nature. 1991. Vol. 351. P. 472—474.

30. *Sano Y., Yokochi R., Terada K.* et al. Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycrystalline diamond // Precambrian Research. 2002. V. 113. P. 155—168.

31. *Smith V. J., Dawson J. B.* Carbonado: Diamond aggregates from early impacts of crustal rocks? // Geology, 1985. Vol. 13. P. 342—343.

32. *Trueb L. F., Buttermann W. C., Wys E. C.* Carbonado: natural polycrystalline diamond // Science, 1969. Vol. 165. № 3895. P. 799—802.

33. *Wirth R., Rocholl A.* Nano crystalline diamond from the Earth is mantle underneath Hawaii // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 211. № 3—4. P. 357—369.

ИНДИКАТОРЫ КОПТОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Л. Б. Сушкин

Русское географическое общество, Хабаровское отделение, Хабаровск
sushkinl@rambler.ru

Широкое развитие аэрокосмической техники и дистанционных методов имело революционное значение в изучении поверхности Земли и планет. Среди множества установленных дугообразных и кольцевых морфоструктур за последние полвека были выявлены и исследованы многочисленные структуры космогенной природы — астроблемы, формирование которых было признано одним из важных факторов литогенеза [1, 2, 15, 21].

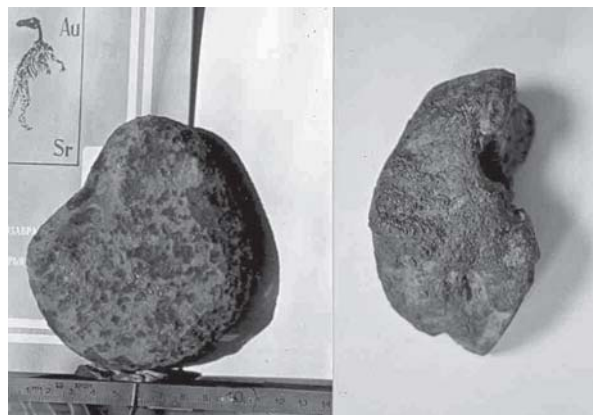
Вблизи границ республики Коми, в Пай-Хойском антиклинории расположена одна из крупнейших астроблем России — Карская диаметром 65 км и возрастом около 70 млн лет [1, 17]. Общеизвестны коллизии представлений о её природе, разрешённые лишь благодаря углублённым геолого-геофизическим и минералого-петрографическим исследованиям.

Исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [1, 15, 20], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее актуально для Дальнего Востока. Широко известно, что на Дальнем Востоке и в Сибири произошли крупнейшие в мире космогенные события как XX века (Тунгусское, 1908; Сихотэ-Алиньское, 1947; Тадасимское, 1975; Восточно-Манчжурское, 1976), так и за весь исторический период [10].

Вместе с тем, на обширной территории Дальнего Востока установлены на сегодня лишь единичные и небольшие по размерам молодые импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алиньская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в юго-восточной Якутии, и проблематичный погребённый среднемеозойский кратер Лабанкыр (30/60 км) — в Северном Приохотье [17].

Анализа широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона — Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы) [9, 10, 13, 14] — размерами 100/280 км. Её центральная часть отчётливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан. Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчётливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км. Предполагаемый позднемеозойский возраст Хабаровской структуры, как и Карского кратера очень близки к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней: хаотических геологических комплексов; разнооб-



разных импактных брекчий [15]; другими признаками ударного метаморфизма; находками в её пределах метеоритного железа (см. рисунок) и сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах её обрамления (цагайская серия) [9, 10]; совпадающей с ней контрастной гидрохимической аномалией железа; дефицитом иода и селена; закономерным расположением вокруг неё в обогащённых углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров, в том числе с беспрецедентно высоким содержанием иридия: Благовещенское, Лунь-Гу-Шань (Белые Кручи), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно-Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (в Японии) [10, 13].

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов цагайской серии глинистых пород неясной природы аномального изумрудно-зелёного цвета. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово-зелёными глинами, установленными Уолтером Альваресом в пограничных мел-палеогеновых разрезах, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений иридия [19].

Ближайшими задачами исследований является выявление в импактитах Хабаровской КМС высокobarических минералов кремнезёма (коэсита, стишовита), а также возможных, но более редких фаз пироксена и оливина [1]. Представляется весьма вероятным выявление в пределах Хабаровской космогенной структуры и в её обрамлении импактных алмазов, выявленных в целом ряде более мелких астроблем России и мира [5].

Сопоставимыми с Хабаровской структурой на юге Дальнего Востока являются Тумнинская, Нижне-Амурская (Кизи-Удыльская) и Усть-Амурская (Чля-Орельская) крупные кольцевые депрессионные морфоструктуры диаметром 200—250 км, имеющие отчётливое концентрическое строение с кольцевым хребтом и крупными озёрами в центре. Несмотря на доминирующие сегодня плутогенные представления о их генезисе, ряд весьма специфич-

ческих особенностей их геологического строения с развитием хаотических комплексов и олистостром [6], скоплений сфероллоидов железа (Тумнинская МЦТ) [13], аномальных геофизических полей также позволяют предполагать их вероятную космогенную природу. Следует особо отметить присущую некоторым из этих структур богатую благороднометалльную (золото-серебряную) металлогению (Чля-Орельская).

Отдельные находки самородных металлов и высокобарических минералов (в т. ч. муассанита) предположительно импактной природы известны также и в некоторых геологических формациях Алданского щита, Становой зоны [12], Южного Сихотэ-Алиня [16]. Эти находки и районы заслуживают, по-видимому, более глубокого исследования.

Многими чертами космогенных структур обладают и установленные в регионе более мелкие кольцевые структуры диаметром 3—10 км [10, 11, 13, 14], в том числе платиноносные, приуроченные к концентрически зональным ультрабазитовым массивам. Это касается, в первую очередь, зональных массивов с дунитовым ядром, концентрирующим платино-иридиевую минерализацию (Кондёр, Чад, острова Феклистова и др.), так как именно дуниты, возникновение которых в земной коре крайне проблематично, очень близки к среднему химическому составу каменных метеоритов, содержание иридия в которых в тысячи раз превосходит кларк этого элемента в земной коре. Общеизвестно, что именно иридиевые аномалии в разных районах Земли являются важнейшим свидетельством состоявшихся там крупных космогенных событий [11, 19, 20].

В целом, геолого-геоморфологические особенности территории Юга Дальнего Востока указывают на её высокое сходство с областями множественных метеоритно-астероидных ударов, подобно территориям Казахстана [4] и Кольского полуострова [7]. Дальнейшее всестороннее изучение внутреннего строения предполагаемых космогенных структур Дальнего Востока России и их складчатого обрамления будет иметь важное значение для понимания механизма формирования подобных и более масштабных космогенных структур на континенте и океаническом дне, связанных с ними проявлений магматизма (ТМА), метаморфизма и рудогенеза, экологических последствий для биосферы нашей планеты, осознания и предупреждения опасностей и угроз на грани Земли и Небес.

Программа исследований космогенных структур Дальнего Востока России наряду с использованием данных современных дистанционных методов предусматривает проведение геохимических и минералого-петрографических исследований, в т. ч. изучение минеральных индикаторов, имеющих в ряде случаев очень важное и решающее значение.

Уже в ближайшем будущем Амурский регион станет местом главных российских космических стартов, что должно послужить стимулом для нача-

ла более активных и глубоких космогеологических исследований всей обширной территории Востока России.

Литература

1. Вишневецкий С. А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
2. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
3. Гигантские астроблемы России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.
4. Зейлик Б. С., Кузовков Г. Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отеч. геология, 2006. № 1. С. 78—82.
5. Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
6. Маркевич П. В., Филиппов А. Н., Малиновский А. И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
7. Нечаева И. А. Признаки ударного воздействия в породах центральной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, 1975. Т. 223. № 5. С. 1227—1230.
8. Кириллова Г. Л., Варнавский В. Г., Натальин Б. А. и др. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
9. Сушкин Л. Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское географическое о-во, 2004. 52 с.
10. Сушкин Л. Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока, 2004. № 1. С. 92—105.
11. Сушкин Л. Б. Кондёр — Дальневосточная жемчужина России // Наука и природа Дальнего Востока, 2006. № 2. С. 121—139.
12. Сушкин Л. Б. Металлогенический потенциал Купури-Майского золотоносного узла (Восточный Становик) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: II Рос. конф. по проблемам геологии докембрия. Тез. докл. СПб., 2007.
13. Сушкин Л. Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России // Геологические опасности: XV Всерос. конф. с междунар. участием. Тез. докл. Архангельск, 2009.
14. Сушкин Л. Б. О природе некоторых крупных кольцевых морфоструктур Российского Приамурья // Современные проблемы регионального развития: III Междунар. конф. Тез. докл. Биробиджан, 2010. С. 85—86.
15. Фельдман В. И. Петрология импактитов. М: МГУ, 1990. 299 с.
16. Филимонова Л. Г., Горшкова А. И., Мохов А. В. и др. О самородных металлах и муассаните в калиевых ридолитах богопольской свиты Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР, 1981. Т. 256, № 5. С. 1217—1220.
17. Хрянина Л. П. Метеоритные кратеры на Земле. М.: Недра, 1987. 112 с.
18. Юдин И. А., Коломенский В. Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 200 с.
19. Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous/Tertiary extinction // Science, 1980. Vol. 208. P. 1095—1108.
20. Australian Impact Structures // AGSO J. 1996. Vol. 16, № 4. P. 00—00.
21. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 137, 2008. 213 pp.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОРЕОЛОВ РАССЕЙНИЯ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ

В. Н. Устинов¹, В. В. Ушков², Л. П. Лобкова¹

¹АК АЛРОСА (ЗАО), Санкт-Петербург; *alrosaspb@mail.ru*

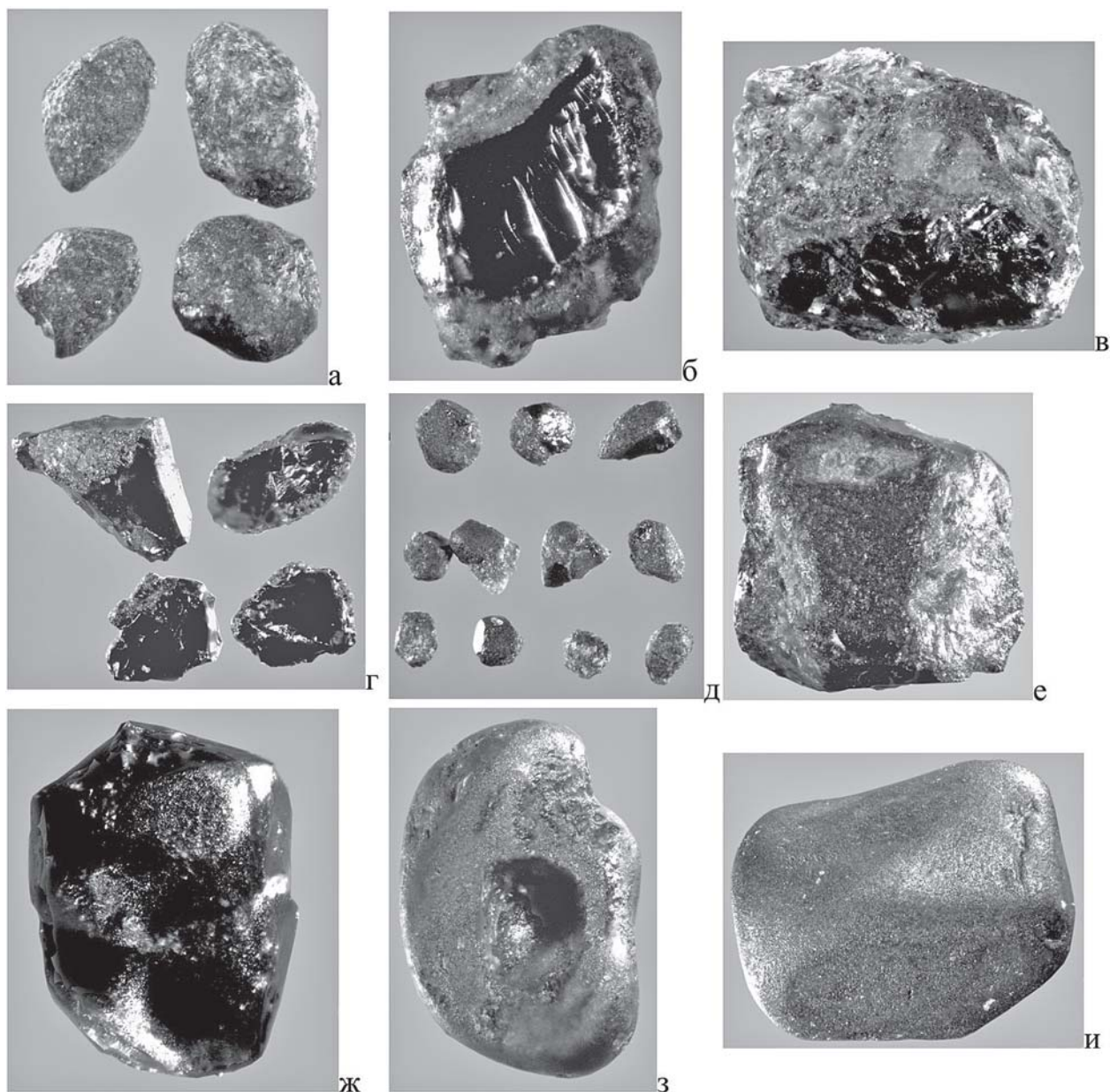
²Карельская ГРЭ; *rtkar@sampo.ru*

В области Балтийского (Фенноскандинавского) щита и прилегающих частей Русской плиты широко представлены ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) в отложениях различного возраста и фациальной принадлежности. Наиболее значительным развитием на площади пользуются ореолы в четвертичных моренных образованиях. Среди морен обычно выделяются основные и конечные. Основные морены формируются в результате захвата обломочного материала основанием движущегося ледника и последующим его отложением. Основные морены представлены монолитными и чешуйчатыми группами фаций. Монолитные обычно имеют мощность до 10 м и формируются в результате одной стадии отслаивания льда от основания ледника. Чешуйчатые морены возникают в обстановках, когда ледник упирается в какое-либо возникающее на его пути препятствие и во льду развивается движение по плоскостям внутренних сколов. В движение вовлекаются ранее отложенные ледниковые образования, которые при новом отложении образуют подобие чешуи. В условиях движения по внутренним сколам материал с нижней части ледника может быстро выводиться на поверхность. Такой же механизм характерен и для перемещения и отложения зерен ИМК. Существуют обстановки, в которых происходит сложное сочетание фаций монолитных и чешуйчатых морен.

В результате работ, проведенных специалистами Геологической Службы Финляндии в алмазном районе Каави-Куопио, было установлено, что ореол рассеяния ИМК, выявленный в отложениях монолитных и чешуйчатых морен мощностью от первых метров до 20 м, образует хорошо различимый веер от трубки № 7 (Лахтоеки), параллельный основному направлению движения ледника [1]. На расстоянии 1.2 км от коренного источника размером 200×100 м ореол имеет ширину около 500 м. ИМК в нижней части морены характеризуются наибольшими концентрациями (сотни зн./20 л), которые соизмеримы с содержаниями в районе трубки. На большем удалении (1.3—1.7 км) от коренного источника концентрации ИМК выше в приповерхностных слоях морены за счет разубоживания в нижних горизонтах и их перемещения на верхние уровни. Минеральный и гранулометрический состав кимберлитовых минералов и степень их сохранности практически не отличаются от зерен, изученных в районе кимберлитового тела № 7. На удалении 1.2—2.0 км от коренного источника лишь частично удаляются келифитовые каймы на пиробах и примазки кимберлита на зернах. Другой максимум

содержаний ИМК выявлен в низах разреза на расстоянии около 700 м от трубки № 7. Интересно отметить, что в местах наибольших концентраций ИМК в морене, как правило, присутствуют обломки кимберлитовых пород. На основании этого было сделано предположение о существовании дополнительного коренного источника, что подтвердилось открытием еще одного кимберлитового тела № 7J. В результате исследования удалось установить, что изученный ореол рассеяния в основной морене представляет собой наложение конусов выноса от двух трубок.

Другим примером является ореол рассеяния ИМК в отложениях монолитной морены мощностью 1—5 м, изученный нами на площади Северо-Онегского алмазносного района. Ореол узким линейным потоком прослеживается по направлению движения ледника от известного здесь крупного Кимозерского кимберлитового тела (2×0.8 км). ИМК в ореоле представлены преимущественно хромшпинелидами, реже марганцовистыми ильменитами и единичными пиропами. Они встречаются в тех же гранулометрических классах, что и в коренном источнике, т. е. сортировки зерен не отмечается. Сохранность хромшпинелидов и других минералов в изученных нами пробах хорошая (см. рисунок). Встречаются зерна с примазками кимберлита, но их количество резко уменьшается по мере удаления от коренного источника. Следов механического износа на поверхностях зерен не установлено. На некоторых зернах имеются царапины, борозды, ямки механогенной природы с примазками связующей массы, но их образование связано со становлением кимберлитового тела, а не с износом в процессе транспортировки. Характерной особенностью ореола является контрастно проявленная неравномерность количественного содержания ИМК в его пределах: на площади непосредственно Кимозерского кимберлитового тела содержания хромшпинелидов в пробах колеблются от десятков до сотен зерен, на следующем в направлении движения ледника отрезке длиной 1 км содержание хромшпинелидов сохраняется на близком относительно высоком уровне. Далее содержание резко уменьшается до почти полного исчезновения, но со 2-го км от Кимозерского тела вновь возрастает. На протяжении еще 1 км уровень содержания хромшпинелидов постепенно падает и ореол заметно сужается. На отрезке 3—5 км от Кимозерского тела количество хромшпинелидов в ореоле опять возрастает, но в виде обособленных локальных «струй» в составе потока. Вместе с обогащением хромшпинелидовы-



Хромшпинелиды ($-1+0.5$ мм) из Кимозерского кимберлитового тела (а, б, в, г) и ореола рассеяния ИМК в отложениях основной морены в 2 км от коренного источника (д, е, ж, з, и)

ми зернами на последнем интервале в составе потока отмечается появление многочисленных слабо окатанных, либо совершенно неокатанных обломков кимберлитов, в том числе и разновидностей, неизвестных в Кимозерском комплексе. Поэтому (по аналогии с финляндским примером) также можно предположить существование в его пределах не выявленных пока кимберлитовых тел.

На северо-западе Восточно-Европейской платформы ореолы рассеяния **в монолитных моренах** хорошо прослеживаются на расстоянии первых километров от коренных источников. Они могут увеличиваться при формировании ореолов в чешуйчатых моренах или моренах смешанного типа, но в любом случае они редко превышают 10 км [2, 3 и др.]; далее происходит практически полное рассеяние ИМК. На перемещение зерен оказывает влияние ряд факторов, к которым прежде всего относятся топография коренного ложа и мощность моренного слоя [4]. Во-первых, в маломощных слоях основ-

ной морены, залегающей в отрицательных формах рельефа подстилающего основания, встречаются ореолы менее удаленные от коренных источников. Во-вторых, расстояния перемещения ИМК в низах слоя (для чешуйчатой морены) основной морены ниже, чем в верхних уровнях [5, 6]. Следовательно, по мере увеличения расстояния от коренного источника происходит обогащение поверхностного слоя кимберлитовыми минералами. При этом в низах толщи морены разубоживание происходит быстрее, чем в верхних частях, за счет вновь поступаемого материала пород подстилающего основания. По мере удаления от коренного источника происходит постепенное разубоживание концентраций и в верхних частях слоя основной морены, постепенное рассеивание зерен ИМК, снижение до уровня регионального фона и полное исчезновение. Кроме того, более крупный материал переносится на меньшие расстояния, чем мелкий вследствие более активного динамического воздействия ледника на

крупные зерна, которые раскалываются в процессе транспортировки. Основной тенденцией во время перемещения ледника является падение концентраций ИМК за счет разубоживания, а не за счет истирания зерен, как в зоне пляжевой переработки.

Для территории Канадского щита доказанным фактом является перемещение ИМК ледником на расстояния до 20—30 км и более от коренных источников и отложение их в фациях основных морен [7, 9]. Для области сочленения Балтийского щита и Русской плиты значительная транспортировка ИМК, измеряемая десятками и сотнями км, больше характерна для ореолов, устанавливаемых в конечных моренах.

Конечные морены формируются в краевых частях ледника в процессе таяния и при стационарном положении последнего. Сложные взаимоотношения водно-ледниковых и собственно ледниковых процессов в конечно-моренных образованиях могут обусловить значительную дальность транспортировки ИМК. Примером ореолов в конечных моренных образованиях являются скопления ИМК у подножья карбонового уступа на Мстинско-Демянской площади (Новгородская область), который служил преградой для проградирующего ледника. Они характеризуются высокой степенью износа поверхности зерен кимберлитовых минералов и мелкими размерами. Наличие единичных зерен со слабым износом поверхности не является признаком близости коренного источника. Минералы-спутники и алмазы были перемещены сюда различными ледниковыми агентами из области Балтийского щита на сотни километров. По данным Ю. К. Голубева [8] отличительной особенностью конечно-моренных образований является практически повсеместная их зараженность ИМК.

Таким образом, дальность переноса ИМК в условиях ледникового разноса может быть различной. Если ореолы в основных моренах относятся к концентрациям преимущественно ближнего переноса, то кимберлитовые минералы, обнаруживаемые в ореолах из конечно-моренных образований могут иметь различную дальность транспортировки: дальнюю, реже умеренную. Отсюда следует важный вывод о том, что при изучении ореолов, заключенных в моренах, фациальный тип опробованных отложений является важным признаком удаленности ореола от источника. При проведении поисковых ра-

бот на алмазы в пределах Балтийского щита и прилегающих площадей Русской плиты необходимо учитывать, что транспортировка ИМК от коренного источника до промежуточного коллектора в условиях перемещения их под воздействием ледниковых процессов являются принципиально отличными от транспортировки традиционными для алмазоносных районов Якутии речными или прибрежно-морскими агентами. Это сказывается и на гранулометрическом составе минералов-спутников алмазов и самих алмазов в ореолах, степени их изношенности, дальности транспортировки. В некоторых случаях кимберлитовые трубки могут вообще не иметь ореола рассеяния.

Литература

1. *Lehtonen M., Marmo J.* Glacial dispersion study of kimberlitic material in Quaternary till from the Lahtojoki pipe, Eastern Finland // 8th International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Victoria, BC, Canada, June 22—27th. 2003. P. 1—5.
2. *Salminen R.* On the geochemistry of copper in Quaternary deposits in the Kiihtelysvaara area, North Karelia, Finland // Geol. Surv. Finland. 1980. Bull. 309. 48 pp.
3. *Salonen V. P.* Glacial transport distance distributions of surface boulders in Finland // Geol. Surv. Finland. 1986. Bull. 338. 57 pp.
4. *Hirvas H., Alftan A., Pulkkinen E., Puranen R., Tynni R.* Raportti malminetsintaa palvelevasta maaperatutkimuksesta Pohjois-Suomessa vuosina 1972—1976 // Geol. Surv. Finland. 1977. Rep. Inv. 19. 54 pp.
5. *Nurmi A.* Geochemistry of the till blanket at the Taluskana Ni-Cu ore deposit, Tervo, Central Finland // Geol. Surv. Finland. 1976. Rep. Inv. 15. 84 pp.
6. *Salminen R., Hartikainen A.* Glacial transport of till and its influence on interpretation of geochemical results in North Karelia, Finland // Geol. Surv. Finland. 1985. Bull. 335. 48 pp.
7. *McClenaghan M. B., Kjarsgaard B. A.* Indicator mineral and geochemical methods for diamond exploration in glaciated terrain in Canada // Geol. Soc. London. 2001. Spec. Publ. 185. P. 83—123.
8. *Подчасов В. М., Минорин В. Е., Богатых И. Я.* и др. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Кн. 1. Коренные месторождения. Якутск: СО РАН, 2004. 548 с.
9. *Похиленко Н. П., Афанасьев В. П., Вавилов М. А.* Поведение индикаторных минералов кимберлитов при формировании механических ореолов рассеяния в ледниковых обстановках // Литол. и полез. ископаемые, 2010. № 4. С. 363—369.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА

Э. С. Щербаков¹, С. В. Лыжов²

¹Коми педагогический институт, Сыктывкар; *sherbakoved@yandex.ru*

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *lsv@cktv.ru*

История юрской седиментации, формирование комплекса терригенных минералов и терригенно-минералогических ассоциаций в пределах Тимано-Печорского седиментационного бассейна (ТПСБ) рассмотрены в монографиях [1, 3], и других публикациях [4, 5]. Настоящая работа касается истории формирования терригенно-минералогических ассоциаций на раннесреднеюрском этапе осадконакопления.

В ранней юре, в тоарском веке, аккумуляция осадков происходила на ограниченных площадях, главным образом, в центре Хорейверской впадины и более северных областях. Со среднеюрского времени седиментация распространилась на большую часть ТПСБ, но на значительной части Печоро-Кожвинского мегавала и Средне-Печорского поднятия в настоящее время эти отложения размыты. По-видимому, эти районы были местными источниками сноса в ранней и средней юре.

Юрские отложения с перерывом залегают на триасовых, поэтому состав терригенных минералов в нижней и средней юре почти полностью такой же, как и в отложениях нижнего и среднего триаса. Наиболее распространенными минералами являются: группа эпидот-цоизита, а так же ильменит, гранаты, лейкоксен, хромшпинелиды, циркон, сфен, рутил, турмалин, которые, за исключением эпидота, являются устойчивыми и весьма устойчивыми минералами. Минералы метоморфических и магматических пород: кианит, ставролит, силлиманит, амфиболы и пироксены встречаются редко, в небольших количествах, часто менее процента. Это позволяет предполагать, что именно породы триаса являлись основным поставщиком терригенных минералов, что нашло отражение в составе терригенно-минералогических ассоциаций в отложениях ранней и средней юры (рис. 1).

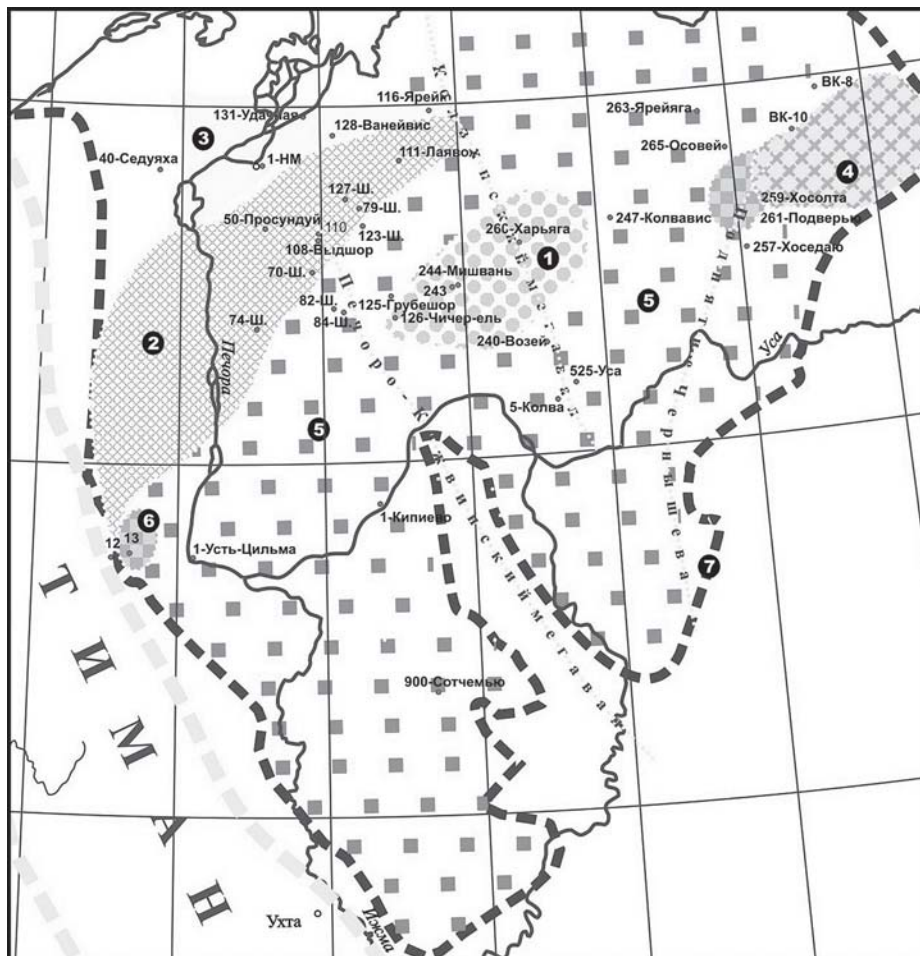


Рис. 1. Схема распределения минералогических ассоциаций в основании отложений средней юры ТПСБ. Условные обозначения: 1–6 — минералогические ассоциации: 1 — гранат-ильменитовая, 2 — гранат-лейкоксен-ильменитовая, 3 — ильменит-гранатовая, 4 — лейкоксен-ильменитовая, 5 — эпидот-ильменитовая, 6 — ильменит-эпидотовая; 7 — границы современного распространения отложений средней юры

В нижнеюрских отложениях на юге Хорейверской впадины и на территории Сандивейско-Колвинской моноклинали [3] распространена ильменитовая ассоциация, в которой содержания ильменита составляют от 70 до 30 %, последовательно убывающая с востока на запад, что свидетельствует и о существовании восточного (уральского) источника сноса. На Мишваньской площади ассоциация сменяется циркон (14 %) турмалиновой (26 %), при этом содержание каждого из остальных устойчивых минералов составляет от 3 до 8 %. Видимо здесь проявился местный источник сноса, связанный с поднятием в пределах Печоро-Кожвинского мегавала.

Со средней юры началось образование терригенной толщи, в которой от Среднего Тимана, из районов Трусово и Филиппово на северо-восток до Ярейюсского вала протянулась полоса песчаников, обогащенных гранатом, и сформировалась гранат-лейкоксен-ильменитовая ассоциация. К ней со стороны северного Тимана примкнула ильменит-гранатовая ассоциация (скв. 128-Ванейвис); таким образом обозначился перенос тиманского материала в пределы Печорской синеклизы (рис. 1). На востоке (гряда Чернышева) накапливались песчаники с лейкоксен-ильменитовой ассоциацией: (лейкоксен 10—16 %, ильменит 49—73 %), постепенно сменявшейся эпидот-ильменитовой ассоциацией (скв. 265-Осовей). Большая часть территории ТПСБ была занята осадками, содержащими ильменит-эпидотовую ассоциацию, а на месте южной части Хорейверского опускания формировалась гранат-ильменитовая ассоциация, сменившая раннеюрскую ильменитовую ассоциацию.

В келловейском веке произошли некоторые заметные изменения в распределении минералов по площади бассейна. В начале века вдоль Тимана, совпадая с долиной современной р. Печоры (от Усть-Цильмы до Нарьян-Мара), узкой полосой протягивались пески с ильменитовой ассоциацией. Восточнее ее, на территории Ижма-Печорской синеклизы, была распространена эпидот-ильменитовая ассоциация, а еще восточнее (в разрезах скв. 261 Подверью, 10 ВК) эпидот-ильменитовая ассоциация чередовалась с ильменит-эпидотовой, но нередко эпидот в осадках отсутствовал.

Для изучения причин такого распределения был использован градиционный ряд минералов по профилю пляж—шельф, у о. Сапело, на восточном побережье США [2]. Там распределение минералов характеризуется тем, что при удалении от тыловой зоны пляжа к шельфовым илам постепенно уменьшается содержание эпидота, но возрастает содержания граната и циркона. В нашем случае роль циркона выполняет ильменит. Для сравнения процессов, протекавших в бассейне седиментации, было использовано отношение эпидота к ильмениту. Этот индекс (E), отражающий смену процессов осадконакопления в разных седиментационных обстановках, меняется от 30 (29.6) до 0. На гр. Чернышева и юге Колвинского мегавала содержания эпидота максимальное, а изолинии E, т. е. эпидотовой и ильменит-эпидотовой ассоциаций, образуют фигуры, похожие на конусы выноса, в которых E колеблется от 6 до 30. Западнее, в Хорейвер-

ской впадине, в средней части Колвинского вала и вдоль восточного края Шапкино-Юрьяхинского вала E изменяется от 0.96 до 0. Здесь в глинистых алевролитах и глинах, сопоставляемых с илами переходной зоны от пляжа к шельфу, сформировалась ильменитовая ассоциация. Среди глин и глинистых алевролитов встречаются слои песчаных алевролитов с E от 1 до 33, что может быть объяснено отложением их материала из потоков, возникших при очень сильных штормах.

Переход к пляжам можно видеть в скв. 126 Чичирель, где E = 0.96, за ней к западу, в скв. 125 Грубешор установлены песчаные алевролиты с E = 1.1—1.43, содержащие примесь крупного песка и даже гравия. Такие алевролиты образуют тела непостоянной мощности, разделенные глинистыми слоями с эпидотовым индексом меньше 1. Они прослежены до северного окончания Шапкино-Юрьяхинского вала и затем на запад, до Нарьянмарской площади. С продвижением на запад эти тела занимают все более высокое стратиграфическое положение. Это особенно хорошо заметно при продвижении от южного окончания Шапкино-Юрьяхинского вала через Малоземельско-Колгуевскую моноклинал к Седуяхинскому валу. Так, в скв. 108 Выдшор алевролиты и песчаные алевролиты залегают сверху разреза, а подстилающие их глины обладают однообразным гранулометрическим составом, свидетельствующем о постоянстве спокойных условий их накопления.

Западнее в скв. 50 Просундуй появляются новые слои песчаных алевролитов и песков с E = 1.5—4, указывающие на поступление обломочного материала с Северного Тимана (рис. 2).

Таким образом, в келловейское время седиментационные процессы сформировали отложения, переходные между илами шельфа, сменяющиеся на образования отмелей или барьерных островов, за которыми располагался бассейн со спокойной седиментацией. Можно констатировать, что каждому процессу осадконакопления соответствуют определенные значения эпидот-ильменитового отношения. В алевроито-глинистых илах переходной зоны это значение обычно меньше 1, E = 1—2 свойственно отложениям пляжей, а в бассейне спокойной седиментации E возрастает до 3 и более. В телах, образованных в условиях повышенных скоростей осадконакопления (конуса выноса) E > 6.

Изучение распространения терригенных минералов в раннесреднеюрское время на территории ТПСБ позволяет восстановить следующую историю осадконакопления. В ранней юре, в тоарском веке, на северо-востоке территории ТПСБ образовалась впадина, заполненная пресными водами. По-видимому, пресноводные бассейны меньшей площади существовали и на юго-западе территории (скв. 13) и северо-востоке (скв. 265 Осовей). В средней юре (байосский и батский века) пресноводная впадина постепенно преобразовалась в морской бассейн, распространившийся на всю площадь ТПСБ. В келловейском веке в этом бассейне, на месте Шапкино-Юрьяхинского вала образовалась цепь барьерных островов с бассейном относительно спокойной седиментации к западу от них.

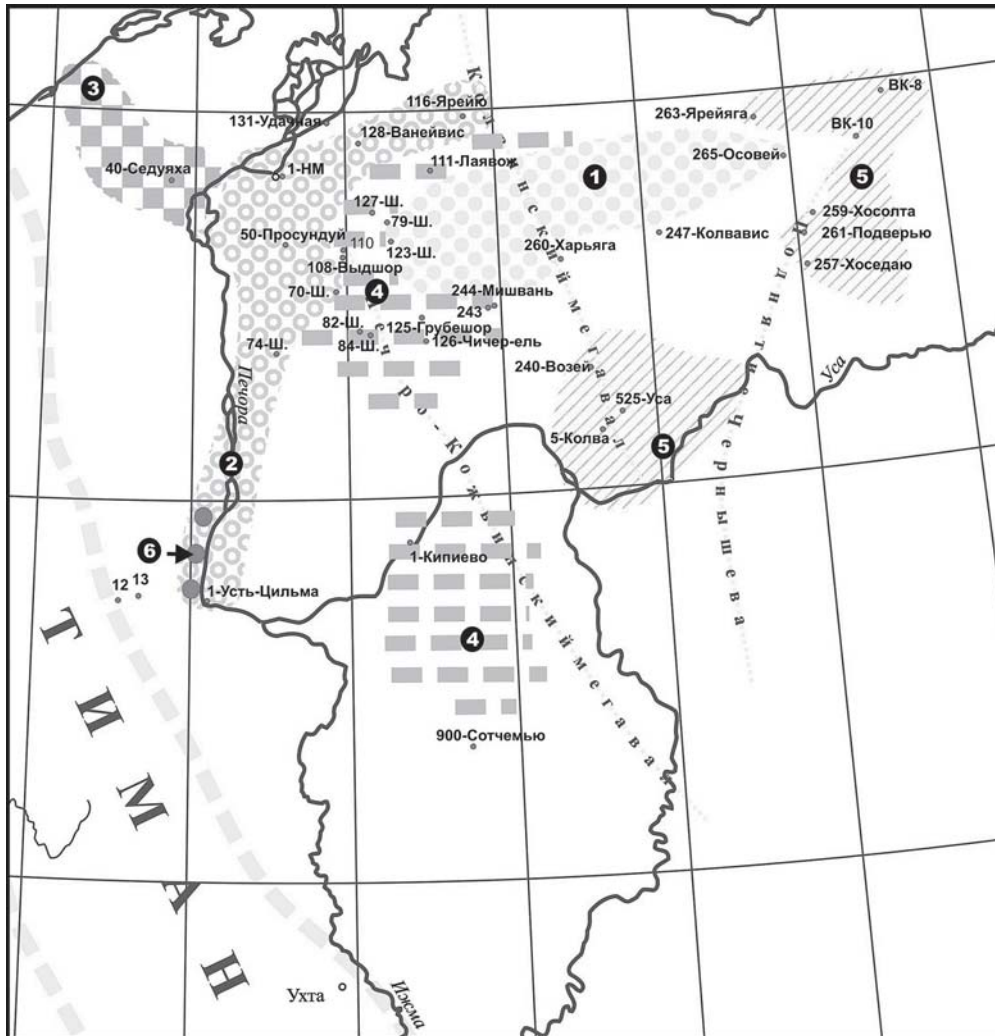


Рис. 2. Схема распространения минеральных ассоциаций в нижней части келловейского яруса.

Условные обозначения: 1–6 — минеральные ассоциации (на рисунке закодированы цифрой в круге): 1 — ильменитовая, 2 — лейкоксен-ильменитовая, 3 — эпидот-ильменит-гранатовая, 4 — ильменит-эпидотовая, 5 — эпидотовая, 6 — гранат-ильменитовая

Таким образом, преобладание эпидота или ильменита — минералов, значительно различающихся по плотности и гидравлической крупности, в особенности отношение этих минералов, фиксирует различия условий седиментации, а сами эти минералы могут рассматриваться как индикаторы динамики среды осадконакопления.

Литература

1. Дедеев В. А., Молин В. А., Розанов В. И. Юрская песчаная толща европейского севера России. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
2. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР, 1982. Л.: Наука, 1982. 200 с.

3. Тимано-Печорский седиментационный бассейн, 2002. Объяснительная записка к «Атласу геологических карт». Ухта, 2002. 120 с.

4. Щербаков Э. С., Глухов Ю. В., Лыиоров С. В. Гидравлическая крупность обломочных зерен и ее влияние на накопление аллотигенных минералов в осадке // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Междунар. сем. (Сыктывкар, 17–20 мая 2006). Геопринт, 2006. С. 206–208.

5. Щербаков Э. С. Характеристика седиментационных процессов в ранней-средней юре Тимано-Печорского седиментационного бассейна (по терригенным минералам) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль, 2007. С. 260–262.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СРЕДНЕЛУДФОРДСКИХ ЧЕРНЫХ АРГИЛЛИТАХ (СОБЫТИЕ ЛАУ) НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

А. И. Антошкина, С. И. Исаенко, О. С. Процько

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

antoshkina@geo.komisc.ru

Проведенные исследования разреза пограничных ниже- и верхнелудфордских отложений лудловского яруса р. Кожим на Приполярном Урале показали, что среднелудфордское биотическое событие Лау сопровождалось аноксическим событием [1]. Подобный факт не отмечен ни в разрезах на о-ве Готланд в Швеции, где находится стратотип этого события, ни в Эстонии, Австрии, Австралии, Богемии, Чехии, Оклахомы и др. [6—9 и др.]. В связи с этим большой интерес представляет рассмотрение состава органического вещества и условий его накопления.

Граница нижнего и верхнего лудфордия в стратиграфических схемах Западного Урала [5] сопоставляется с границей лудловского и пржидольского ярусов (= границе гердьюского и гребенского надгоризонтов). В разрезе р. Кожим она характеризуется резким смещением фаций, хорошо выраженным в разрезах слоистых последовательностей. Интенсивная доломитизация пород и формирование эрозионной поверхности в кровле гердьюского надгоризонта отражает отчетливое падение уровня моря и влияние субаэральных условий в момент экспозиции платформы. Сменяющая их нижняя пачка (3.7 м) гребенского надгоризонта представлена темно-серыми, до черных, аргиллитами, сильно рассланцованными, и пелитоморфными карбонатами. Они формировались в условиях сублиторали на терригенно-карбонатной рампе и отражали поднятие уровня моря. Аргиллиты характеризуются ассоциацией глинистых минералов — иллит (гидросланца) преобладает, хлорит (иногда несколько измененный) и каолинит присутствуют.

Изменения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, полученные по кальциту раковин лудфордских брахиопод, характеризуются положительными excursionиями от -4‰ в нижнем до $+1\text{‰}$ в верхнем лудфордии (по: [9]). Такие колебания предполагают существенные колебания в глобальном углеродном цикле, что проявилось в образовании в начале позднелудфордской трансгрессии прослоя (мощностью 2—3 см) глинистых осадков с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ до 2.9%. Методом газо-жидкостной хроматографии проведен анализ углеводородной фракции битумоидов, выделенных из черных аргиллитов. В них отмечается преобладание среднемолекулярных n-алканов с максимумом распределения при n-C₁₆ и практически полное отсутствие n-алканов в высокомолекулярной области. Среди изопреноидов удалось идентифициро-

вать изо-C₁₅, изо-C₁₆, изо-C₁₈, изо-C₁₉ (пристан) и изо-C₂₀ (фитан). Отношение пристан/фитан (Pr/Ph) составляет 0.77 и соответственно $\text{Pr+Ph/C}_{17}+\text{C}_{18} = 0.61$. Все это позволяет говорить о том, что источником генерации углеводородов являлось сапропелевое органическое вещество (ОВ) с большим вкладом микробиальной составляющей, накопление которого проходило в восстанавливающих глубоководных условиях.

Сапропелевое ОВ, согласно современным представлениям, является продуктом распада и последующей полимеризации жирных кислот организмов с высоким содержанием липидов в условиях ограниченного поступления кислорода. Основная масса исходного материала — прокариотные микроорганизмы и низшие водоросли. Сапропелевое ОВ из среднелудфордских черных аргиллитов характеризуется сильной преобразованностью до коллоидного состояния. Лишь в ряде случаев можно наблюдать сильно заглинизированные фрагменты сохранившихся очертаний талломов микроводорослей. Такой тип сапропелевого ОВ вероятно следует называть коллоальгинитом [2, 3]. Основная масса ОВ в проходящем свете грязно-светло-желтая с зеленоватым оттенком. Она представляет собой ослизневшие, потерявшие структуру водоросли или же полностью измененное, образовавшееся из водорослей, гелеобразное вещество. В изученных образцах черных рассланцованных аргиллитов сапропелевое ОВ еще и частично окисленное и к тому же смешанное с глинистым веществом.

Сапропелиты представляют собой рентгеноаморфные объекты, но, тем не менее, в них присутствуют паракристаллиты — области когерентного рассеивания [4]. Метод лазерного микронзонда Raman (LRM) хорошо подходит для определения характеристики структурного порядка органического вещества потому, что спектры позволяют различать различные стадии развития кристаллита (даже очень слабо структурированного).

Регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) проводилась на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRam HR800; использовали объектив 50X микроскопа Olympus BX41. Условия съемки: решетка спектрографа — 600 ш/мм, конфокальное отверстие — 200 мкм, щель спектрометра — 100 мкм, время экспозиции спектра КР — 1 сек, количество циклов накопления сигнала — 10. Для проведения эксперимента были за-

действованы лазеры — He-Ne 633 нм (P = 2 мВт) и Ar⁺ 514 нм (P = 1.2, 12 мВт).

Выяснено, что ОВ в основном характеризуется невысокой степенью преобразованности, спектры преимущественно не имеют выраженных пиков, что говорит о фактически неструктурированной первичной органике. При более интенсивном прогреве образца наблюдается спектр, типичный для сажи. Рассмотрение поверхности образца с хорошо видимой нитчатой водородослевой структурой показало, что спектр из области самих нитей фиксирует наличие доломитовой и органической составляющих. В этом случае более выраженные пики ОВ свидетельствуют о некоторой упорядоченности органики. Возможно, здесь присутствует другой более структурированный тип ОВ, что, скорее всего, может быть связано с проявлением диагенетических преобразований. С отжигом органики иногда проявляется четкий спектр гетита с оболочкой из гематита. Из неэлектромагнитной фракции установлены зерна кварца и халькопирита. Довольно интересной особенностью изученных аргиллитов является частое присутствие на спектрах вместе с ОВ титанового минерала анатаза. В виде мелких (менее 2—3 мкм) часто хорошо округлых зерен анатаза рассеяны в органической матрице (спектр матрицы ОВ часто перекрывает спектр зерен), что является свидетельством сингенетичности минерала, накопившегося во время позднелудфордской (раннегрбенской) трансгрессии.

Черные аргиллиты имеют повышенные содержания биофильных микроэлементов Мо, V, Pb, Zn, Cr и Ba, которые входят в состав минеральной компоненты сапропелей.

Приведенные данные свидетельствуют об аноксическом событии, вызвавшем гибель венлокско-лудловской рифовой экосистемы и прервавшим рост силурийских рифов. Прекращение роста рифов на

окраине шельфа, появление черных аргиллитов, обогащенных ОВ, и сокращение карбонатонакопления отражают возникновение эвксинной обстановки. Возможно, это было связано с образованием в начале резкого наступления раннегрбенской трансгрессии стратифицированности вод с аноксией в придонной части в эпиконтинентальном море.

Работа проводилась в рамках Программы Президиума РАН 15/2 № 09-П-5-1008.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Гинзбург А. И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.
3. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 204 с.
4. Королев Ю. М. Рентгенографические исследования в познании механизма преобразования органического вещества в литогенезе // Геология нефти и газа, 1988. № 3. С. 37—40.
5. Стратиграфические схемы Урала / Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попов, Б. И. Чувашов. Екатеринбург: УНЦ РАН, 1993.
6. Calner M. A Late Silurian extinction event and anachronistic period // Geology, 2005. V. 33. № 4. P. 305—308.
7. Eriksson M. E., Nilsson E. K., Jeppsson L. Vertebrate extinction and reorganizations during the Late Silurian Lau Event // Geology, 2009. V. 37 № 8. P. 739—742.
8. Lehnert O., Eriksson M. J., Calner M. et al. Concurrent sedimentary and isotopic indications for global climatic cooling in the Late Silurian // Acta Palaeont. Sinica, 2007. V. 46. P. 249—255.
9. Modzalevskaya T. L., Wenzel B. Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan-Pechora region (Russia) // Acta Geol. Polonica, 1999. V. 40. № 2. P. 145—157.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУНГУРСКОГО И УФИМСКОГО ЯРУСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

Д. Ю. Аулова

РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, Москва

kora_kori@rambler.ru

В северной части Печоро-Колвинского мегавала верхняя часть разреза осадочного чехла, начиная с кунгурского яруса нижней перми, сложена терригенной толщей. Эти отложения могут быть как нефтегазоносными, так и водоносными. В настоящее время в рассматриваемом регионе недостаточно детально выяснены закономерности залегания, условия образования и вторичные изменения осадочных пород. Поэтому целью исследования была литологическая характеристика песчаных пород, анализ обстановок осадконакопления и выяснение влияния вторичных изменений терригенных отложений на их коллекторские свойства. Исследования проведены по материалам разрезов двух скважин с практически 100 % отбором керна из потенциально продуктивных интервалов.

Разрез скв. 1 охарактеризован 172.65 м керна. В составе толщи, в ее верхней и нижней частях, выделяется два пласта, сложенные породами-коллекторами, содержащими местами продуктивные прослои. В верхней части разреза их мощность составляет 13 м, в нижней части — 19 м. Песчаные пласты-коллекторы разделены непроницаемыми пропластками. Они перекрываются и подстилаются углистыми и алевро-глинистыми отложениями.

Разрез скв. 2 охарактеризован 42 м керна. В составе толщи в ее нижней части выделяется один пласт, сложенный породами-коллекторами, в которых отмечаются продуктивные прослои. Его мощность составляет 7 м. Песчаные пласты-коллекторы также разделены непроницаемыми пропластками, перекрываются и подстилаются алевро-глинистыми отложениями.

Основной проблемой при изучении коллекторов уфимского и кунгурского ярусов является их латеральная и вертикальная неоднородность, хотя макроскопически они кажутся однородными, массивными песчаниками. Неоднородности хорошо видны в ультрафиолетовом свете: более темные цвета соответствуют непроницаемым породам, более светлые цвета обозначают коллектор, насыщенный углеводородным флюидом. Прослои пород с различной пористостью чередуются. Переход между прослоями песчаного коллектора (песчаники с глинистым цементом) к непроницаемым слоям (песчаники с карбонатным цементом) осуществляется через переходные разности — песчаники с карбонатно-глинистым цементом и песчаники с глинисто-карбонатным цементом. В других случаях наблюдается резкий переход — без переходных разностей (песчаников с карбонатно-глинистым цементом или песчаников с глинисто-карбонатным цементом).

Изученные разрезы представлены следующими литотипами:

- песчаники мелкозернистые алевроитовые и алевроитистые с глинистым цементом;
- песчаники мелкозернистые с глинисто-карбонатным цементом;
- песчаники мелкозернистые алевроитовые с карбонатно-глинистым цементом;
- песчаники мелкозернистые алевроитовые с глинистым цементом;
- песчаники мелкозернистые с карбонатным цементом;
- песчаники среднезернистые с глинистым цементом;
- песчаники среднезернистые с глинисто-карбонатным цементом;
- песчаники среднезернистые с карбонатным цементом;
- песчаники мелкозернистые с глинистым цементом;
- песчаники среднезернистые с глинистым цементом.

Песчаники, представляющие собой породы коллектора, в целом схожи. Различия наблюдаются в размерности зёрен и окатанности, а также в процентном составе породообразующих минералов. Отложения во второй скважине более крупнозернистые, менее окатанные, а также богаче кварцем. Большую роль в минералогическом составе играют обломки вулканических пород (до 35 %), преобладают обломки микролитовой структуры и вулканическое стекло, до трети составляют обломки с микрофельзитовой структурой. В составе обломочной части пород присутствуют обломки кварцевых зёрен, полевые шпаты, чешуйки мусковита и биотита, обломки кремнистых пород, кварцита и зерна хлорита. Эти особенности позволяют отнести песчаники к грауваккам.

Непродуктивная часть представлена породами тонкослоистыми, волнисто-слоистыми, линзовидно-слоистыми, с текстурами взмучивания, которые разделяются углистыми прослоями мощностью до 1 м.

По всему разрезу широко развиты вторичные изменения. Хлоритизация прослеживается по обломкам эффузивных пород, чешуйкам биотита, встречаются единичные листочки и чешуйки биотита, полностью преобразованные в хлорит. Каолинизация отмечается по обломкам калиевых полевых шпатов, серицитизация — по обломкам плагиоклазов. Отмечаются конформные и инкорпорационные контакты обломков пород и регенерация кварцевых

зерен. Доломитизация выражена ромбиками доломита по кальциту. Присутствует вновь образованный сидерит микро-, тонкозернистой структуры, в зернах округлой, неправильной формы, и пирит в виде отдельных кристаллов и небольших скоплений. За счёт вторичных процессов значительно снижается пористость, а в участках присутствия карбонатного цемента пористость полностью исчезает, и образуются плотные, флюидонепроницаемые прослои в однородных песчаниках.

На основе анализа текстур, слоистости и цветности пород были составлены схемы осадконакопления.

Разрез скв. 1 предположительно соответствует дельтовому отложению. Например, фронту дельты соответствуют алевролиты слоистые, с тонкими параллельными слойками, а так же текстуры оползания. Переходным частям соответствуют текстуры взмучивания. **Разрез скв. 2 предположительно соответствует отложениям древней палеореки.** Русловым отложениям соответствуют различные текстуры взмучивания, которые нарушают тонкую слоистость. Выводы об обстановках осадконакопления дают возможность сделать предположение о геометризации песчаных тел. Породы-коллекторы предположительно распространены неравномерно и образуют длинные, вытянутые песчаные тела.

В итоге можно заключить следующее.

Неоднородность песчаных пород-коллекторов обусловлена вторичными изменениями, особенно образованием вторичного карбонатного цемента, развитого неравномерно в виде прослоев и пятен. Кунгурские и уфимские отложения накапливались в условиях гумидного климата, при активном при-

вносе терригенного песчано-алевритового материала в опресненный морской бассейн. Осадконакопление происходило, возможно, в фациальных обстановках дельтового комплекса и аллювиальных русел.

Полученные выводы объясняют неоднородность пород-коллекторов, связанную, главным образом, с особенностями развития их вторичных преобразований, а также дают возможность для предположений о геометризации песчаных тел в северной части Колвинского мегавала.

Литература

1. Обстановки осадконакопления и фации / Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
2. *Петтиджон Д. Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
3. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
4. *Кузнецов В. Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
5. *Селли Р. И.* Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 294 с.
6. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
7. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. М.: Недра, 1998. 351 с.
8. *Богацкий В. И., Головань А. С., Шафран Е. Б.* Тектоника и критерии нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции // Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек. М.: Наука, 1987. С. 143—153.
9. Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции / Сб. научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1988, 146 с.

ЭЛЕМЕНТАРНАЯ СЕРА КАК ИНДИКАТОР АНОКСИДНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

Я. Г. Аухатов

ООО «НТПР», Ижевск
yan-89178823520@yandex.ru

Месторождения серы и серопроявления приурочены главным образом к сульфатно-карбонатным и карбонатным отложениям от кембрийского до четвертичного возраста. Эпохи серообразования совпадают с герцинским и, особенно, с альпийским орогенными этапами тектогенеза. В современном тектоническом плане зоны серного оруденения расположены вдоль границ приподнятых и опущенных структур первого порядка. Залежи контролируются антиклиналями, валами и брахиантиклиналями [5] имеющими во многих случаях надвиговое происхождение [2]. Связь сероаккумуляции с глубинными структурами — авлокогенами Восточно-Европейской платформы — была показано Р. Н. Валеевым [3]. Обычно этим исчерпывается роль тектоники в размещении серных месторождений. Более интересная картина вырисовывается, когда рассматриваем зависимость сероаккумуляции от палеотектонических условий с развитием некомпенсированного осадконакопления в условиях сероводородного заражения. Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (М. М. Грачевский), прогибы некомпенсированного типа (С. С. Эллерн) и области опускания некомпенсированного типа (Я. Г. Аухатов). Отличие между ними состоит в том, что за причину их возникновения приняты факторы: седиментационные (аккумуляционно-топографическая впадина), тектоно-седиментационные в условиях тектонического растяжения (прогибы некомпенсированного типа) и сжатия (области опускания некомпенсированного типа). Режим тектонического сжатия обуславливал не только создание современной структуры опускания, но и способствовал заполнению их определенными типами осадков, включающих закономерно сменяющийся по латерали ряд: сульфатно-карбонатная (шельфовая) — рифовая (бортовая) — доманиковая (депресссионная).

По мнению автора, сонахождение, парагенезис доманиковых, рифовых и сульфатно-карбонатных формаций и субформаций в областях опускания некомпенсированного типа привел к формированию первичной серной минерализации в рифовых и сульфатно-карбонатных формациях и субформациях. Формирование первичной серной минерализации происходило по общепринятой схеме: восстановление сульфат-ионов в шельфовой зоне до сероводорода органическими веществами и углеводородами нефтяного ряда депрессионной зоны при участии сульфатредуцирующих бактерий с последующим окислением до элементарной серы. В отли-

чие от сторонников сингенетического происхождения серы, здесь первичное сероаккумуляция связывается не с депрессионной частью бассейнов сероводородного заражения типа Черного моря, а с его бортовой и шельфовыми зонами.

В палеотектоническом плане наблюдается приуроченность серных месторождений и серопроявлений к карбонатным и сульфатно-карбонатным формациям, субформациям областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ), таких как Бугурусланская, Камско-Кинельская система, Предуральская система и т. д. [1, 2].

Во внешнем борту Предуральского некомпенсированного передового прогиба, серная минерализация приурочена к сакмаро-артинским сульфатно-карбонатным и рифогенным отложениям. В Актюбинском Приуралье Подгорненское месторождение расположено в зоне развития нижнекургских рифов.

В связи с ростом Уральского орогена условия некомпенсированного осадконакопления и сероаккумуляция переместилась на запад (Бугурусланская некомпенсированная область опускания). Известные серные месторождения Средневожского серного бассейна приурочены к зарифовой зоне, а в зоне рифов развиты залежи газа с сероводородом. Содержание сероводорода в газах невысокое, обычно около 1—1.5 %. На некоторых месторождениях (Аманакское) в газоносных коллекторах были установлены выделения кристаллов самородной серы [4].

По вопросам генерации сероводорода существует много гипотез: биохимическая в результате реакции между сульфатами и органическим веществом в присутствии кислорода; термокаталическая; абиогенная — восстановление сульфатов пород и вод; взаимодействие элементарной серы с нефтью в карбонатных коллекторах; взаимодействие элементарной серы и сульфидов с водой; радиохимическая; глубинно-миграционная. Согласно Н. Б. Валитову [4] формирование сероводородсодержащих месторождений УВ происходит в результате взаимодействия мигрировавших углеводородов (УВ) с имевшейся в пластах самородной серой, образовавшейся на древних этапах гипергенного преобразования сульфатно-карбонатных комплексов.

Поэтому находки самородной серы в коллекторах углеводородов очень редкое явление, т.к. она расходуется на образование сероводорода из-за реакции с углеводородами нефтяного ряда, а также происходит осернение нефти. Так, кристаллы самородной серы были установлены в известняках кизеловского горизонта турнейского яруса на Султангуловском, Стрельненском и Зольненском месторождениях [9]. М. И. Фадеев [9] считает, что обра-

зование рассеянной серы в известняках кизеловского горизонта связано с вторичными преобразованиями сульфатонесущих пород турнейского яруса в предвизейское время или чуть позднее, но произошло оно до формирования нефтяных скоплений. Это подтверждается присутствием растворенной серы в нефтях нижнего и среднего карбона ряда месторождений Среднего Поволжья (Зольненское, Покровское, Радаевское и др.). Содержание элементной серы в нефтях колеблется в пределах 0.16—0.76 % [8]. Концентрации сероводорода в попутных газах нефтей названных месторождений изменяются от 0.6 до 1.5 %.

Из опубликованных работ наличие самородной серы, представляющей минералогический интерес, известно в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода [6], в ангидритизированных доломитах месторождений Окогос, Пинчер Крик в Западной Канаде и в доломитах месторождений Баренбург, Дусте, Бухгорст в Западной Германии [10].

Во время бурения башкирских отложений в инт. 2894—2900 м в шламе выбуренной породы автором были обнаружены кусочки самородной серы зеленовато-желтого цвета размерами от нескольких до 5 мм. В раннее пробуренных поисковых и разведочных скважинах присутствие элементарной серы в шламе башкирских отложений не было зафиксировано, по-видимому, из-за некачественного описания шлама.

Находки элементарной серы на очень больших глубинах известны в южной части впадины Анадарко (округ Уошита штата Оклахома США), где при бурении на глубине 9519 м (известняки Ароакл ордовикско-кембрийского возраста) были отмечены слабые газопроявления и совершенно неожиданно обнаружены значительные количества расплавленной серы [7].

Таким образом, находки элементарной самородной серы в карбонатных коллекторах УВ свидетельствуют о том, что в бортовой и шельфовой зоне ООИТ происходило древнее серонакопление в локальных поднятиях, контролируемые надвиговыми движениями. Обогащенные органическими веществами депрессионные зоны седиментационных бассейнов являлись поставщиками УВ нефтяного ряда,

достаточных для восстановления серы сульфатов при участии сульфатредуцирующих бактерий.

Независимо от генезиса самородной серы в продуктивных коллекторах УВ можно констатировать: самородная сера является индикатором аноксидных седиментационных бассейнов с развитием доманиковых отложений.

Литература

1. 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.
2. Аухатов Я. Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые: Тез. докл. науч. сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-летию со дня рождения Г. Н. Фредерикса. Уфа, 1989. С. 53.
3. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
4. Валитов Н. Б. Роль элементарной серы в образовании глубинного сероводорода в карбонатных коллекторах // Докл. АН СССР, 1974. Т. 219. № 4. С. 969—972.
5. Соколов А. С. Состояние основные проблемы геологических исследований по самородной сере // Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969. С. 5—23.
6. Голинова В. Е., Навроцкий О. К. Содержание элементной серы в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. № 3. М., 1978. С. 50—51.
7. Обнаружение серы на глубине более 9 км в самой глубокой скважине в мире: Экспресс-информация // Нефтегазовая геология и геофизика. ВНИИОЭНГ, 1974. № 17. С. 22—23.
8. Скрипкин Е. И., Исагуляни В. И., Штоф И. К. О термической стабильности сернистых соединений нефтей Куйбышевской области // Химия и технология топлива, 1956. № 5. С. 1—8.
9. Фадеев М. И. Роль карста в формировании нефтяных месторождений в карбонатных породах Куйбышевского Поволжья // Докл. АН СССР, 1960. Т. 134. № 3. С. 662—665.
10. Hune J. B. Canadian sulphur pools vary widely in content // Oilweek, 1967. Vol. 18. № 43. P. 30—31.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВЕНДСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКОГО СВОДА

В. А. Жемчугова¹, И. А. Некрасов², Г. Г. Ахманов¹

¹ Геологический факультет Московского государственного университета, Москва; zem@gds.ru

²ООО «Геофизические системы данных»

Растущий в мире спрос на углеводородное сырье стимулирует деятельность добывающих организаций по повышению эффективности освоения разведанных и поиску новых запасов нефти, газа и конденсата на объектах, расположенных в сложных природно-климатических условиях Восточной Сибири. Основные надежды в этом направлении связывают с рациональным использованием геолого-геофизической информации, полученной в результате сейсмических исследований и бурения скважин.

К сожалению, в современной технологической цепочке интерпретации сейсмических данных, как правило, отсутствуют возможности изучения первичной геологической информации, что зачастую порождает самые фантастические геологические гипотезы, привлекаемые для интерпретации временных разрезов и каротажных диаграмм. С другой стороны, прогноз структуры и фильтрационно-емкостных свойств природных резервуаров, с использованием литолого-фациального и петрофизического анализов, осуществляется, как правило, без привлечения сейсмических материалов. Поэтому взаимная «невостребованность» результатов работ геологов и геофизиков снижает степень достоверности автономно создаваемых ими моделей природных объектов.

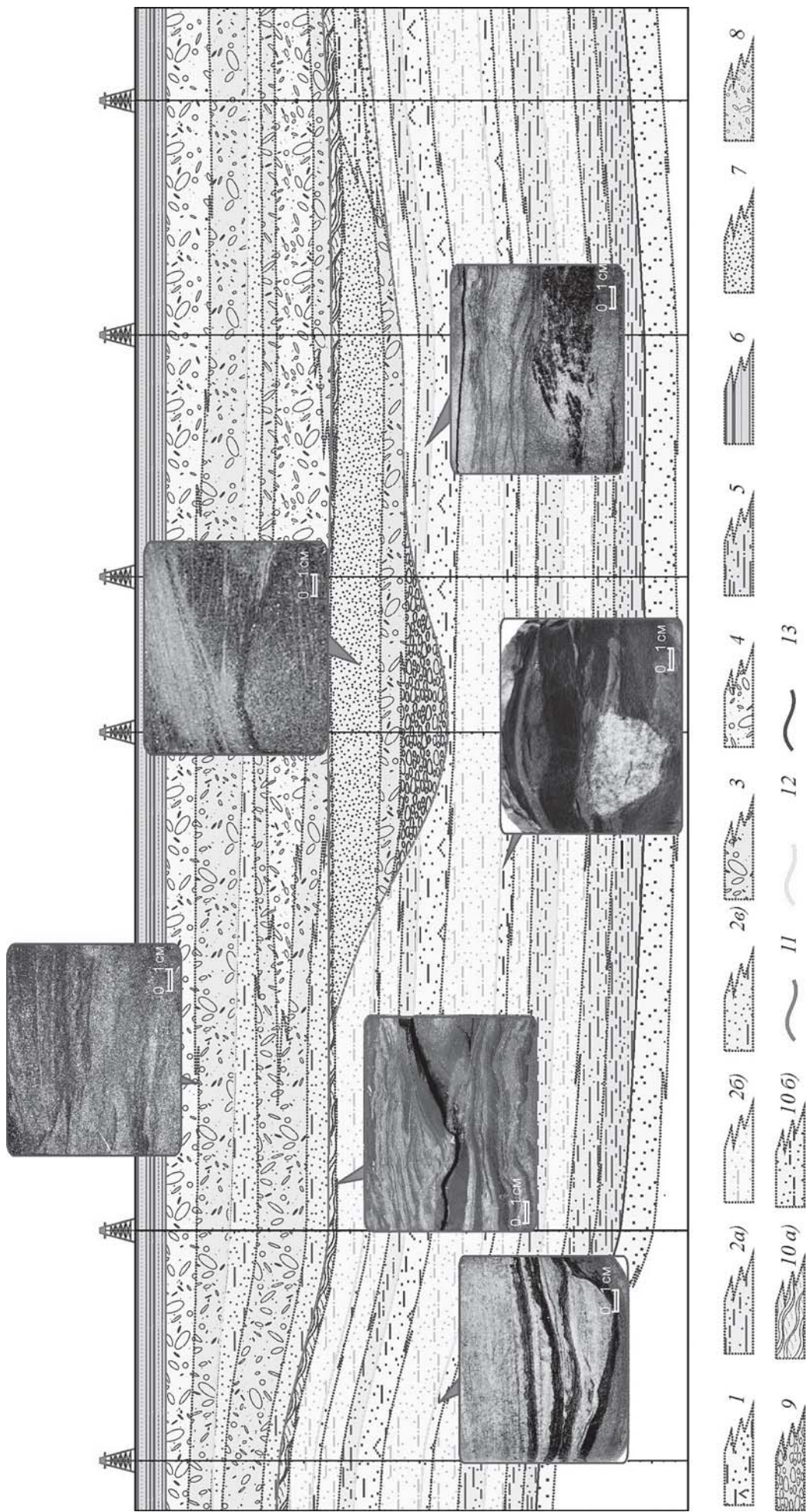
На примере вендских отложений Непского свода проиллюстрирован подход к комплексной интерпретации сейсмических и скважинных данных, причем в нем намеренно смещены акценты в сторону методических приемов изучения не столько сейсмической, сколько литологической информации. Такой подход обусловлен необходимостью «седиментационного» контроля над процессом интерпретации геофизических материалов, поскольку только с помощью корректной седиментационной модели, разработанной с использованием современных достижений научной и практической геологии, можно определить, какие осадочные тела будут присутствовать на изучаемом участке, каков характер наслоения в этих телах, как и куда они могут смещаться в течение седиментационного цикла или его фазы, а, соответственно, и каким образом эти тела будут отображаться в волновом поле. Помимо этого, использование детальных литологических исследований позволяет прогнозировать «внутреннее наполнение» осадочных тел и его изменение в пространстве и времени, зачастую не отображающиеся в сейсмических характеристиках в силу ограничений разрешающей способности сейсморазведки.

Литолого-петрографическое изучение кернового материала и целенаправленная «генетическая» интерпретация каротажных кривых позволили разработать седиментационную модель продуктивных вендских отложений. Было установлено, что в поздневендское время осадконакопление на Непском своде осуществлялось в условиях проградирующей приливно-отливной равнины с преобладающей алевро-пелитовой седиментацией. Сформированные здесь разрезы имеют четко выраженное циклитовое строение, подчеркнутое распределением ангидритовых включений. Последние были изучены в шлифах под поляризационным микроскопом. Кроме того, было выполнено рентгеновское компьютерное трехмерное сканирование образцов на микротомографе SkyScan 1172. В результате было установлено, что ангидритовые жилы формировались в слаболитифицированном глинисто-алевритовом субстрате в течение довольно короткого времени, отчасти раздвигая, «отжимая» в стороны этот субстрат. Наиболее вероятно такой процесс мог проходить на периодически затопляемой алевро-глинистой приливно-отливной равнине, достаточно протяженной и широкой для образования на ней относительно мощных (около метра) иловых накоплений, прорезаемых отливными каналами. Накоплению ангидрита способствовало интенсивное выпаривание морской воды, задерживающейся в отшнурованных ванночках и промоинах в периоды отлива.

С рубежом непского и тирского времен связан крупный перерыв в осадконакоплении. В разрезе скважин он отражен субаэральной экспозицией, представленной комковатыми аргиллитами и алевролитами с эрозионными врезами, глинистыми «карманами».

В раннетирское время в результате повышения относительного уровня моря и вызванной им трансгрессии значительная часть приливно-отливной равнины была притоплена, и на ее месте в субаквальных условиях стали накапливаться существенно песчаные осадки, сформировавшие впоследствии регионально развитый природный резервуар. В его разрезе в парагенетической связи встречаются фации смешанных илово-песчаных отложений литорали, приливно-отливных каналов, предпляжевой и переходной зон (см. рисунок).

Несомненно, специфика накопления осадочного материала транслируется в распределении коллекторов и их свойствах. Выявленные закономерности формирования вендских продуктивных отложений явились основой прогноза этих свойств по сейсмическим данным.



Цикло-фациальная модель вендских отложений Непского свода.

1—9 — фации: супралиторали (1), литорали (2a — глинистые, 2б — алевро-глинистые, 2в — песчано-глинистые), берегового склона (3), нижней предпляжевой зоны (4), сублиторали (5), мелководно-морские сульфатно-карбонатные (6), прирусловых отмелей (7), внутрисловых отмелей (8), приливных каналов (9); 10 — глины (а) и алевролиты (б) с признаками субаэриальной эрозии; 11—13 — поверхности: субаэриальной размыва (11), трансгрессивная (12), максимального затопления (13)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С УСЛОВИЯМИ ФОРМИРОВАНИЯ

А. В. Зайцев, В. Л. Косоруков

¹Геологический факультет Московского государственного университета
им. М. В. Ломоносова, Москва; alz@geol.msu.ru

Глинистая фракция в изученных отложениях представлена смешаннослойно-гидрослюдистой ассоциацией с незначительной примесью хлорита и каолинита и, в целом, однотипна для всех изученных образцов. Различия преимущественно состоят в степени упорядоченности слюда-сметитовых пакетов, а также наличии или отсутствии каолинита и хлорита. Состав глинистой фракции в целом характеризует нормально-морскую обстановку со слабым терригенным сносом (каолинит, хлорит и, возможно Fe-гидрослюда). Практически полное отсутствие песчанистой терригенной примеси в породах волховского и особенно кундаского горизонтов района Ладожского глинта говорит об удаленности источника сноса и, возможно, большей глубине бассейна, чем это предполагалось другими исследователями [6]. Косвенным признаком этого может служить практически полное отсутствие признаков волновой активности, отчетливо фиксируемых в более молодых (раннекарадокских) отложениях.

Из перечисленных минералов самое большое значение для реконструкции условий седиментации и палеогеографии имеют такие минералы как каолинит, имеющий терригенную природу и смешаннослойные образования, позволяющие в общих чертах оценить продолжительность субаквальной экспозиции осадка. Образование смешаннослойных минералов происходит за счет дегградации в щелочных условиях каолинита либо гидрослюды. Обратный процесс превращения смешаннослойных в гидрослюду тоже возможен и, как правило, может характеризовать значительные постдиагенетические изменения породы [2].

Для нерастворимого остатка известняков волховской свиты в средней части Ладожского глинта характерны очень низкие содержания каолинита и хлорита, здесь они присутствуют в следовых количествах. Среднее значение смешаннослойных здесь составляет 25 % и является характерным для большей части изученного разреза. Учитывая этот факт, можно предположить, что изменение количества терригенных глинистых минералов в разрезе может быть связано, прежде всего, с изменением расстояния до источника сноса, т. е. трансгрессивно-регрессивными фазами. Однако в восточной части Ладожского глинта все изученные образцы характеризуются повышенным содержанием каолинита относительно центральной части глинта и, одновременно вверх по разрезу увеличивается его количество. Этот факт можно объяснить следующими причинами: 1) более длительной субаквальной экспозицией осадка разрезов центральной части

Ладожского глинта (но количество смешаннослойных при этом не увеличивается к западу); 2) более сильными эпигенетическими преобразованиями западных разрезов, за счет чего большая часть смешаннослойных переходит в гидрослюду (возможно, но мы не наблюдаем подобной зависимости для центральной части Ладожского глинта, хотя доломитизация отдельных интервалов довольно значительна); 3) комбинацией 1 и 2 вариантов; 4) увеличение количества каолинита в западном направлении связано с приближением к источнику сноса (однако для хлорита наблюдается обратная зависимость). Следует остановиться на некоторых из причин подробнее, наиболее вероятными следует признать 3 и 4-й варианты.

В пользу *варианта 3* свидетельствуют следующие факты: 1) на западе Ленинградской области и на большей части Северо-Эстонского глинта разрезы в значительной степени (до 90 %) доломитизированы; 2) большинство западных разрезов не содержат каолинита, в то время, как хлорит здесь присутствует в значительном количестве. Против такой трактовки свидетельствуют: 1) сохранение подобной зависимости и в практически не доломитизированных разрезах запада Эстонии; 2) значительное содержание смешаннослойной фазы в отдельных сильно доломитизированных стратиграфических интервалах разреза; 3) схожие соотношения и зависимости для глин и нерастворимого остатка известняков.

В пользу *варианта 4* свидетельствуют: 1) зависимость увеличения количества каолинита в западном направлении прослеживается для большинства изученных стратиграфических уровней; 2) повышенное содержание каолинита на уровнях, где наблюдаются признаки волновой (штормовой) активности, например в нижней части ласнамягиского горизонта. Единственное свидетельство против — малое количество хлорита в восточных разрезах и, напротив, — большое в западных может быть связано с двумя разными причинами: а — дальностью переноса; б — источником каолинита и хлорита являлись разные типы кор выветривания, образующиеся по разным исходным породам и формировавшиеся в различных климатических условиях [1].

В отложениях нижнего-среднего ордовика Северной Эстонии глинистая компонента представлена гидрослюдой (60—100 %), хлоритом (2—20 %) и смешаннослойными минералами (7—20 %). В крайних западных разрезах (Харку-Ярве, Палдиски) присутствует также каолинит. Здесь он приурочен к интервалу волховского горизонта и в основном при-

сутствует в следовых (1–3 %) содержаниях. В единичных образцах присутствует смектит. По данным Л. Пылма хлорит в значительных количествах присутствует в осевой зоне (Средняя Эстония) — 10–20 %; в биллингенско-кундаском интервале его содержание здесь в среднем составляет 10–15 %. Л. Пылма также отмечает значительное увеличение содержания каолинита в сторону Средней Эстонии. По другим данным [3] еще большее количество каолинита характерно для отложений Южной Прибалтики. Таким образом, Л. Пылма высказывает вполне обоснованное предположение, что источником каолинита мог являться Сарматский континент, но не исключает возможности разрушения этого минерала в северной зоне Эстонии, где породы ордовика в большей степени подвержены диагенетическим и постдиагенетическим преобразованиям.

В биллингенском интервале разреза каолинит фиксируется только в юго-западной Эстонии, где его содержание достигает 15 % при полном отсутствии хлорита, но, северней, в северо-западной части Северо-Эстонского глинта, глинистая составляющая мономинеральна и сложена гидрослюдой. В центральной части Северо-Эстонского глинта содержание гидрослюды несколько уменьшается за счет примеси хлорита, содержание которого здесь достигает 10 %. Такое же соотношение сохраняется и для разрезов Ладожского глинта. Следовательно, для биллингенского интервала разреза основным источником каолинита следует считать Сарматскую сушу, в то время, как на Фенно-Скандинавской по всей видимости доминировали хлоритовые коры выветривания.

В волховском интервале разреза каолинит присутствует в отложениях Южной Эстонии и на крайнем востоке Ладожского глинта. В первом случае его содержание достигает 20 %, а во втором — 10 %. Хлорит на большей части Балтийско-Ладожского глинта присутствует в следовых количествах (≤ 3 %) и, лишь на востоке Балтийского глинта (р. Тосна), его доля постепенно начинает увеличиваться, достигая 5–7 %. Такие существенные изменения в распределении каолинитовых и хлоритовых фаций совпадают с полным прекращением поступления в эту область терригенного алевро-песчаного материала с Фенно-Скандинавской суши в связи с резкой трансгрессией на рубеже биллингенского и волховского времени. Значительное удаление береговой линии на западе и северо-западе бассейна не позволяло терригенному хлориту поступать в значительном количестве. Его максимальные содержания мы наблюдаем в наиболее близких к источнику сноса разрезах. Источник каолинита, вероятно, остается прежним для юго-западной части бассейна. Присутствие же его в восточных разрезах могло контролироваться вдольбереговыми течениями или активизацией сноса с северо-западной окраины Сарматского континента. Те же закономерности сохраняются и для всего кундаского интервала.

В отложениях азериского горизонта каолинитовые фации занимают юго-запад Эстонии (20 %), но максимум содержания каолинита на российской части глинта (15 %) смещается на запад, хотя као-

линит присутствует и в более восточных разрезах (7 %). Это может объясняться следующими причинами: 1) изменением контура береговой линии и удалением источника сноса на фоне общей трансгрессии; 2) сменой источника сноса, в связи с указанной причиной и активизацией в позднекундаское (?) время Готандского поднятия [4], фиксируемой по появлению в разрезах северо-западной части Северо-Эстонского глинта терригенного материала песчаной-тонкопесчаной размерности.

На протяжении всего кембрия и раннего-среднего ордовика Балтийский палеобассейн не испытывал кардинальной перестройки режима седиментации, что подтверждается сходным составом глинистой фракции «синих глин» и вышележащих отложений. В формировании минерального состава глин определяющую роль, вероятно, играла длительность экспозиции осадка, что отчетливо иллюстрируется наблюдаемыми переходами гидрослюда → смешаннослойная фаза → смектит и хлорит → фаза хлорит/смектит → смектит (?).

В более глубоководных отложениях Южной Швеции (Gislövshammar) состав глинистой компоненты принципиально ничем не отличается от более мелководных отложений пригилнтовой области. Смешаннослойные здесь содержатся в меньшем количестве, в то время, как каолинит-смешаннослойная фаза возрастает. Подобное соотношение минеральных фаз характерно для большинства разрезов северной Эстонии, а также запада Ленинградской области и не является уникальным. Отличие состоит лишь в отсутствии в пригилнтовых разрезах фазы каолинит/смешаннослойные, что может быть связано с разницей в длительности экспонирования осадка, а также с различием физико-химических условий седиментации.

В более глубоководной части ордовикского палеобассейна (регион Осло) в интервалах «нижних» и «верхних» «граптолитовых сланцев», глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом, в соотношении 75 и 25 % соответственно, с незначительными отклонениями [5]. В ордовикских отложениях Прибалтики схожие соотношения зафиксированы в образцах из стратиграфически близких интервалов (средняя часть волховского горизонта) на крайнем западе Эстонии (Палдиски) и на р. Тосна. По условиям образования эти породы заметно различаются. Норвежские образцы представлены черными глубоководными граптолитовыми сланцами, а остальные значительно более мелководными глинами. Однако оба прибалтийских разреза расположены близко к предполагаемой осевой части бассейна, открытой в сторону скандинавской части бассейна, и, поэтому можно допустить, что такой характер распределения хлорита мог контролироваться палеотечениями, тем более, что обогащение соответствующих районов хлоритом фиксируется и на других стратиграфических уровнях.

Как известно, существует две основные концепции распределения глинистых минералов в океанических осадках: 1) распределение глинистых минералов контролируется климатической зональностью и связано с формированием кор выветрива-

ния (КВ) определенных типов; 2) поступление в бассейн глинистых минералов обусловлено не размытием кор выветривания, а эрозией коренных пород континентов [1]. Согласно первой концепции в современных осадках океанов гидрослюда и хлорит имеют стойкую взаимосвязь с распределением этих минералов в почвах и корах выветривания континентов. Так, на платформах в холодном климате формируется главным образом хлоритовые коры выветривания, тогда как в умеренном и умеренно-теплом климате КВ в своей нижней части имеет хлорит-гидрослюдистый, а в верхних — каолинистый состав. В тропическом климате формируются каолиновые и латеритные коры выветривания. В разных условиях процесс гипергенного минералообразования протекает по-разному. Гидрослюда и хлорит, как правило, образуются на начальных стадиях образования кор выветривания. В экваториальных условиях хлорит неустоек и довольно быстро разрушается. Каолинит приурочен к тропической зоне, его максимальные (>20 %) содержания в современных океанах наблюдаются между северным и южным тропиками. Вообще каолинит и хлорит в современных осадках редко содержатся в количестве >50 %, обычно их содержание не превышает 10 %, в то время, как фоновое содержание гидрослюда составляет не менее 20 %.

Наши данные позволяют предположить существование умеренных климатических условий для области Балтийского щита. В это время на нем развивались гидрослюдисто-хлоритовые коры выветривания, служившие основным источником терригенного глинистого материала для глубоководной скандинавской части бассейна. Это подтверждается их выдержанным иллит-хлоритовым составом, а также полным отсутствием смешаннослойной фазы в гидрослуде и хлорите. Схожий состав глинистых минералов фиксируется и в разрезах Балтийско-Ладожского глинта, расположенных напротив осевой части Скандинавского бассейна (р. Тосна, п-ов Палдиски). В этом случае на формирование минерального состава глин предположительно могли оказывать влияние вдольбереговые течения, пере-

носящие терригенный материал из открытой части бассейна во внутреннюю [4].

Однако, большая часть приглитовых разрезов, а в особенности отложения Средней и Южной Прибалтики в достаточном количестве содержат каолинит. Количество каолинита заметно увеличивается как в восточном (вдоль глинта), так и в юго-западном направлениях. Учитывая его химическую стойкость, а также малую вероятность аутигенного образования [2], можно предположить наличие источников каолинита на юго-западной и юго-восточной окраинах бассейна. Так как основным источником каолинита являются коры выветривания тропического пояса, то в качестве его источника можно предположить Сарматский континент, существовавший на протяжении всего ордовикского периода на территории современной Белорусской и Воронежской антеклиз, Украинского щита, а также территории среднего Поволжья [4, 7].

Литература

1. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. 536 с.
2. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 45—53.
3. Лашков Е. М., Котович В. А. Дифрактометрическое изучение глинистой фракции в отложениях ордовика Северной Литвы (скважина «Паровая») // Научные тр. высш. учебн. заведений Лит. ССР. Геогр. и геол., 1969. № 6. С. 161—168.
4. Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллинн: Валгус, 1966. 200 с.
5. Bjørlykke K. The geochemistry and mineralogy of some shales from the Oslo Region // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1965. V.45. P. 435—456.
6. Dronov A. V. Sea-level changes in the Ordovician of St. Petersburg region // Meeting of working group on Ordovician geology Baltoscandia (St. Petersburg, 10—16 August 1997). Progr. Abstracts. St. Petersburg, 1997. P. 20—1.
7. Nikishin A. M., Furne A. V., Fokin P. A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics, 1996. № 268. P. 23—63.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА «УСТЬ-ТРЕХГЛАВЫЙ» В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ КАЗАНСКОГО ЯРУСА

С. О. Зорина¹, В. В. Силантьев²

¹ ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань; svzorina@yandex.ru

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань; Vladimir.Silantiev@ksu.ru

Стратотипический разрез верхнеказанского подъяруса в Приказанском районе имеет длительную историю изучения [9]. Первые исследования относятся еще к XIX столетию и связаны с именами выдающегося шотландского геолога Р. Мурчисона (1841—1845, 1849) и основателей казанской геологической школы — Н. А. Головкинского и А. А. Штуркенберга. Исследованиями М. Э. Ноинского, В. А. Чердынцева, Е. И. Тихвинской, В. И. Игнатьева, М. Г. Солодухо, М. Н. Соколова, А. К. Гусева, В. Г. Халымбаджи, В. П. Боронина, Ю. В. Сементовского, В. М. Игонина, Б. В. Бутова, Н. К. Есауловой, З. Д. Белоусовой, А. Д. Григорьевой, Д. Н. Есина, В. С. Губаревой, В. А. Лукина, М. Г. Миниха и других ученых внесен значительный вклад в комплексную лито-, био-, магнито-стратиграфическую, палеофациальную и палеогеографическую характеристику пород стратотипического разреза казанских отложений.

В последние годы проведен целый ряд детальных геохимических, литолого-минералогических, палеомагнитных, изотопных исследований казанских отложений [1, 5, 6, 8, 12]. Основной объем работ по изучению вещественного состава пород пришелся на верхнеказанскую часть разреза, доступную для изучения в многочисленных обнажениях. Нижнеказанские слои и пограничный нижневерхнеказанский интервал оставался недостаточно исследованным в силу его расположения ниже уреза воды Куйбышевского водохранилища. При проведении учебных геологических маршрутов со студентами Казанского федерального университета на «Печищинском полигоне» геологической практики расчисткой был вскрыт разрез, вскрывающий контакт отложений нижнего и верхнего подъярусов казанского яруса, мощностью 3.1 м, названный «Усть-Трехглавый» (см. рисунок). Вещественный состав пород разреза был изучен комплексом методов, включающим рентгеновский количественный фазовый анализ (РКФА), полный химический анализ (ПХА) и петрографическое изучение шлифов [3]. По данным РКФА и ПХА (аналитики АТСИЦ ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»: Ф. А. Рахимова, В. В. Власов, В. А. Пудова, З. А. Гордеева, А. Р. Хайдарова, О. М. Ильичева) установлено, что нижнеказанские отложения представлены карбонатными (с различным соотношением содержаний кальцита и доломита) и глинисто-карбонатными породами, верхнеказанские — доломитами.

В основании изученного разреза преобладает доломит, в подчиненных количествах установлены кварц, глинистые минералы и полевошпатовый шпат. Основными минералами пород, слагающих терминальные слои нижнеказанского подъяруса, являются каль-

цит, доломит, глинистые минералы и кварц. Глинистая составляющая (30—40 %) представлена преимущественно смешанослойным глинистым минералом с переменным соотношением разбухающих (монтмориллонит) и неразбухающих слоев (слюда). Регистрируется полевошпатовый шпат и пирит. В небольшом количестве присутствует гидрослюда и 7-ангстремный минерал, который может быть отнесен к группе каолинита или хлорита (в силу низкого содержания его однозначная идентификация невозможна).

Пробы, отобранные из верхнеказанских слоев, представляют собой практически монофракцию доломита с незначительными примесями кальцита и кварца. По данным ПХА, содержание СаО в породах колеблется от 31.80 (в чистых доломитовых разностях) до 42.20 % (в доломитовом известняке), MgO — от 5.31 до 20.27 %. Наличие в доломитовом известняке примеси глинистых минералов четко фиксируется повышенным содержанием оксидов: SiO₂ (8.35 %), Al₂O₃ (2.13 %), Fe₂O₃ (1.28 %). Данные ПХА, таким образом, коррелируют с результатами РКФА. Структурно-текстурные особенности пород и их положение в спектре структур карбонатных пород Р. Фолка [15] определены на основе петрографического изучения прозрачных шлифов (петрограф Е. С. Руселик). Установлено, что нижнеказанские отложения сложены ненасыщенными биомикритовыми доломитами [15], в составе которых установлены три основных компонента: доломит, кальцит и фаунистические остатки. Верхнеказанские отложения представлены микритовыми доломитами с ромбоэдрическими и неправильно-ромбоэдрическими микритовыми кристаллами доломита (0.0025—0.005 мм), в массе которых отмечаются более крупные ромбоэдры доломита размером до 0.01 мм (редко до 0.05 мм). Встречаются пустоты выщелачивания, заполненные крупными кристаллами вторичного кальцита с включениями ромбоэдров доломита.

Обобщение и анализ ранее опубликованных и собственных аналитических данных, привлечение успешно зарекомендовавших себя генетических классификаций процессов доломитообразования Дж. Уилсона и К. Бадиозамани [11, 14] позволили уточнить существующие представления о фациальной обстановке в морском бассейне на рубеже раннего- и позднеказанского веков и реконструировать особенности преобразования известковых осадков в доломиты [3]. Несмотря на то, что к настоящему времени разработано большое число теорий и моделей доломитообразования, вопрос о происхождении доломитов остается дискуссионным [13, 17]. На диагенетическую природу гипса и доломитового

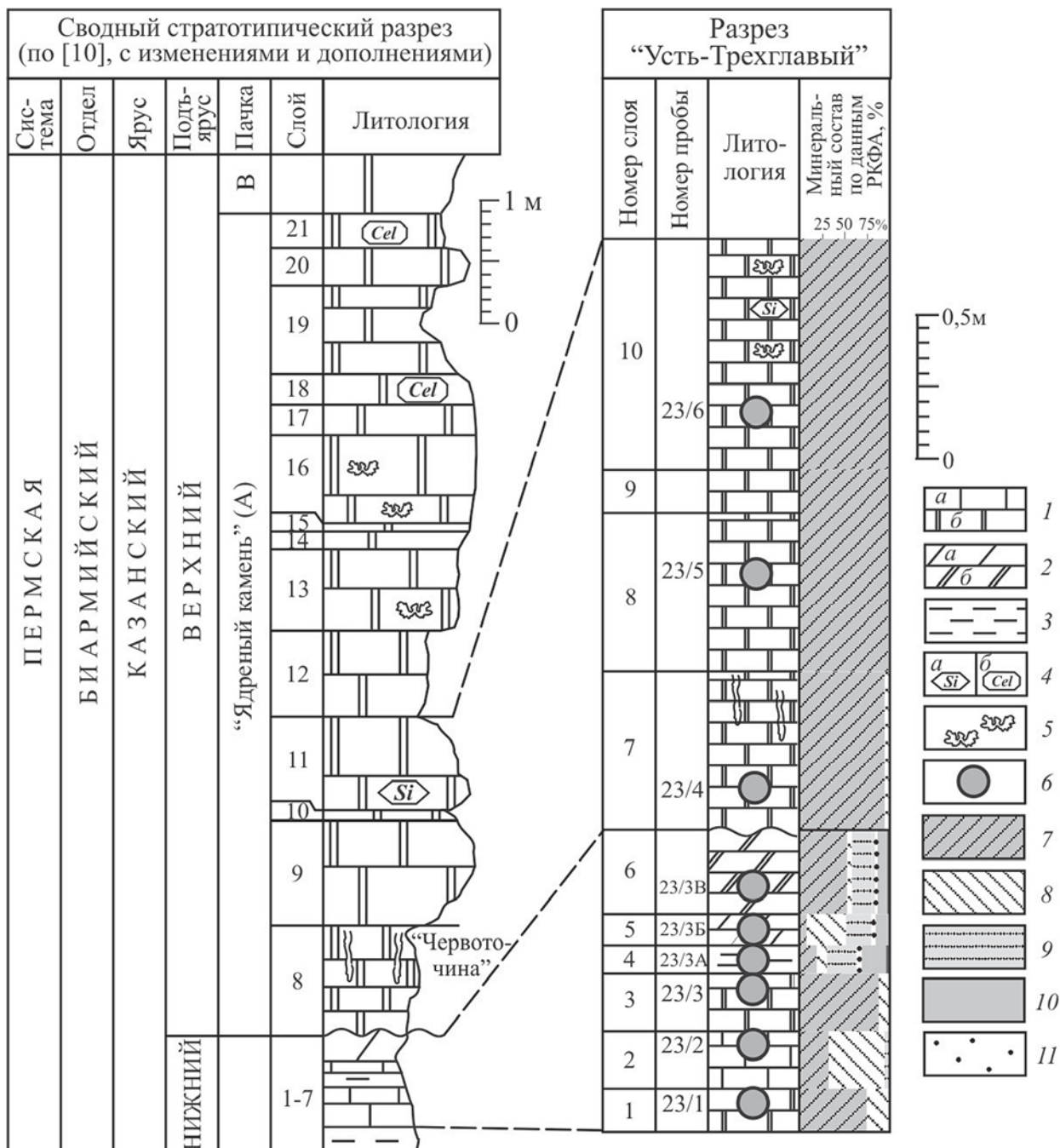


Схема сопоставления разреза «Усть-Трехглавый» с нижней пачкой сводного стратотипического разреза:

1 — известняки (а), доломиты (б); 2 — мергели: известковые (а), доломитовые (б); 3 — глины; 4 — окварцевание (а), целестин (б); 5 — кавернозность; 6 — пункт отбора точечной пробы; минеральный состав: 7 — доломит; 8 — кальцит; 9 — смешанослойный минерал; 10 — кварц; 11 — полевошпат

известняка пермской формации в центральной части Волжско-Камского бассейна впервые указал еще Н. А. Головкинский в 1868 г. [2]. Большинство исследователей сейчас сходятся во мнении, что доломитизация происходит при диагенезе проницаемых известковых осадков [11]. Самыми распространенными типами раннедиагенетических доломитов считаются эвапоритовые, морские и доломиты смешанных вод [13].

Верхняя часть разреза нижеказанских отложений в Приказанском районе представлена преимущественно доломитами смешанных вод с варьированием терригенной составляющей и отсутствием гипса. В разрезе «Усть-Трехглавый» нижеказанс-

кие слои сложены ненасыщенными биомикротовыми доломитами с неполностью доломитизированными известковыми остатками макро- и микрофауны. Вероятнее всего, они сформировались в условиях мелеющей трансгрессии [11]. Доломитизация при смешении метеорных и морских вод происходила при расширении акватории на фоне эпейрогенического подъема территории. Улучшенная циркуляция морской воды способствовала вспышкам биопродуктивности и накоплению биогенных известковых илов, а смешение соленых и пресных вод при усиленном дренаже и постоянных эвстатических колебаниях сформировало зону доломитизации [11, 14]. Особый интерес представляет глинистая

составляющая в составе нижнеказанских слоев с преобладанием в ее составе чередующихся слоев монтмориллонит-слюда. Наличие разбухающего глинистого минерала указывает на высокую вероятность образования данных слоев при диагенетическом преобразовании вулканического пепла [16]. Источником его, скорее всего, были вулканические эксплозии Уральского подвижного пояса.

Последовательность верхнеказанских слоев Печищинского разреза [10] включает циклическую повторяемость доломитов смешанных вод с эвапоритовыми. Для объяснения механизма формирования последних может быть использована модель себхи. Она рассматривает доломитизацию как процесс преобразования пористых известковых осадков в условиях приливной равнины на воздымающейся платформе. При оттоке воды в верхнеприливной области происходило испарение рассолов с выпадением гипса, рассолы мигрировали через известковые осадки и доломитизировали их [11]. Закономерное чередование в разрезе доломитов гипсоносных, фаунасодержащих и глинистых [7] является следствием смены режима себхи, в котором формировались гипсоносные доломиты, на режим мелеющей трансгрессии, что в совокупности с эпейрогеническими движениями положительного знака привело к интенсивной доломитизации [11]. Базальные слои верхнеказанских отложений представлены микритовыми доломитами с пустотами выщелачивания гипса, что является еще одним доводом в пользу их формирования в условиях себхи.

Таким образом, установлено, что в разрезе «Усть-Трехглавый» нижнеказанские ненасыщенные биомикритовые доломиты в меньшей степени подвергнуты диагенетическому преобразованию, чем верхнеказанские микритовые доломиты. Реконструированы возможные механизмы доломитообразования: нижнеказанские слои образовались, вероятно, в условиях мелеющей трансгрессии, верхнеказанские — в условиях себхи. Подтверждено существование перерыва в осадконакоплении на рубеже ранне- и позднеказанского веков, зафиксированного ранее палеонтологическими и геохимическими методами.

Литература

1. Балабанов Ю. П., Буров Б. В. Палеомагнитная характеристика / Ю. П. Балабанов, Б. В. Буров // Стратотипы и опорные разрезы верхней Перми Приказанского района. М.: ГЕОС, 1998. С. 43—44.

2. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского Бассейна. СПб.: Типография Императорской Академии наук, 1868. 143 с.

3. Зорина С. О., Руселик Е. С., Ильичева О. М., Неткасова Н. А., Силантьев В. В. Вещественный состав и условия образования пограничных отложений нижнего и верхнего подъярусов казанского яруса в стратотипическом разрезе Приказанского района // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2011. № 1 (в печати).

4. Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация / Пер. с англ. М.: Мир, 1970. Т. I. 396 с.

5. Кулешов В. Н., Седаева К. М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезные ископаемые, 2009. № 5. С. 508—526.

6. Муравьев Ф. А. Геохимические методы расчленения карбонатных разрезов (на примере пермских отложений запада Татарстана) // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всерос. конф. Казань: Казанский гос. ун-т, 2007. С. 224—227.

7. Ноинский М. Э. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе // Известия геологического комитета, 1924. Т. 43. № 6. С. 565—622.

8. Нургалеева Н. Г. О климатической природе циклов Ноинского // Георесурсы, 2009. № 3. С. 27—29.

9. Силантьев В. В. История изучения // Геологические памятники природы Республики Татарстан. Казань: Акварель-Арт, 2007. С. 28—31.

10. Силантьев В. В. Классический разрез стратотипа верхнеказанского подъяруса // Геологические памятники природы Республики. Казань: Акварель-Арт, 2007. С. 33—49.

11. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фаии в геологической истории / Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

12. Хасанов Р. Р. Геохимическая характеристика // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Приказанского района. М.: ГЕОС, 1998. С. 44—51.

13. Atabey E. Petrography and origin of dolomites of Yaniktepe Formation (Upper Cretaceous) in Gььььь Autochthonous, Eastern Turkey // Mineral Res. Expl. Bull. 1995. V. 117. P. 59—67.

14. Badiozamani K. The Dorag dolomitization model application to the Middle Ordovician of Wisconsin // Journal of Sediment. Petrology. 1973. V. 43. P. 965—984.

15. Folk R. L. Spectral subdivision of limestone types / Ham W.E. (Ed.) Classification of Carbonate Rocks // Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1962. V. I. P. 62—84.

16. Grim R. E., Gььььь N. Bentonites. New York: Elsevier. 1978. 256 pp.

17. Hardie L. A. Perspective dolomitization: A critical view of some current views // Sediment. Geol. 1986. V. 57. P. 166—183.

ЭПР-ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ СЮКЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПСА (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Р. И. Кадыров, Н. М. Низамутдинов, Н. М. Хасанова, Р. Х. Сунгатуллин

Геологический факультет Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань
Rail7777@gmail.com

Эвапориты известны во всех геологических стратонах фанерозоя [9]. На территории Республики Татарстан они преимущественно сосредоточены в приуральском (нижнем) и биармийском (среднем) отделах пермской системы и представлены карбонатными и сульфатными отложениями. Наиболее доступными для изучения являются хемогенные породы верхнеказанского подъяруса, вскрывающиеся в разрезах правобережья Волги, особенно в районе устья Камы. Их исследование началось ещё с начала XIX столетия, в том числе изучались и условия формирования этих отложений; однако, ещё остаётся много загадок, связанных с литогенезом эвапоритовых пород.

В последние десятилетия в минералогии и литологии большое значение приобретают физические методы изучения осадочных пород и минералов. В частности, широкое развитие получили исследования методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), который основан на резонансном поглощении энергии радиочастотного излучения веществами, содержащими парамагнитные частицы (атомы, молекулы, ионы, радикалы) и обладающими постоянным магнитным моментом. Благодаря возможности ориентации магнитного момента по отношению к направлению магнитного поля, основной энергетический уровень парамагнитной частицы расщепляется на ряд подуровней, квантовые переходы между которыми вызывают появление одной или нескольких линий резонансного поглощения [2]. Для исследования методом ЭПР пригодны ионы, дающие спектры при комнатной температуре: Cr^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Ti^{3+} , Eu^{2+} , Gd^{3+} [1].

С помощью ЭПР однозначно распознают примесные ионы, изоморфно входящие в решетку различных минералов. По спектру ЭПР судят о валентности, координации, характере химической связи, локальной симметрии иона, устанавливают связь наблюдаемого спектра с определенным структурным положением, а также характер распределения примесных ионов по неэквивалентным структурным положениям [2]. Основываясь на таких данных, можно говорить об условиях формирования минералов и осадочных пород, а также довольно точно определять влияние тех или иных факторов при седиментации. Целью представленной работы являлось изучение и выявление особенностей литогенеза доломитов верхнеказанского подъяруса на контакте их с гипсом Сюкеевского месторождения с помощью метода ЭПР.

Наиболее распространенными парамагнитными центрами в исследованных доломитах являются примесные ионы Mn^{2+} , изоморфно замещающие Ca^{2+} и

Mg^{2+} в доломите [4]. Для измерения общей концентрации Mn^{2+} использовалась первая слабополевая линия секстета сверхтонкой структуры I_{Mn} , поскольку в этой области наблюдаются только сигналы Mn^{2+} от доломитов и отсутствуют линии спектров от других парамагнитных центров. Измерение проводилось по площади линий поглощения S_{mn} (двойное интегрирование линии первой производной сигнала ЭПР). По спектрам ЭПР Mn^{2+} в доломитах устанавливается относительная заселённость марганцем Са- и Mg-позиций в структуре минерала, характеризующаяся параметром α (alpha), который равен отношению интенсивности линии Mn^{2+} в Mg-позиции к интенсивности линии Mn^{2+} в Са-позиции [8]:

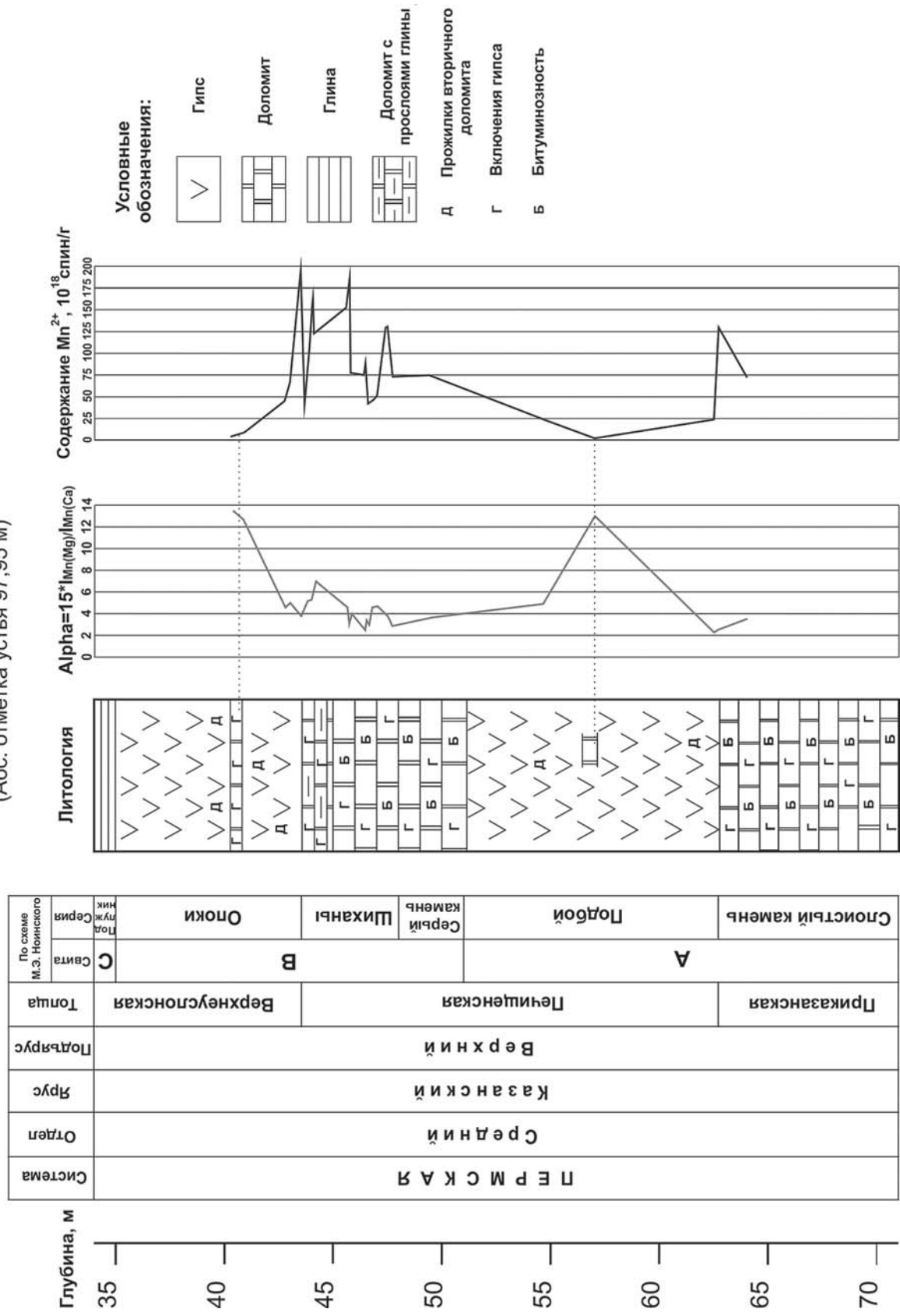
$$\alpha = 15 \times I_{\text{Mn}}(\text{Mg}) / I_{\text{Mn}}(\text{Ca}) \quad (1)$$

Необходимо отметить, что параметр α уже применялся при литолого-минералогических исследованиях [4, 5, 8] и является эффективным методом при решении вопросов доломитообразования.

Были исследованы образцы доломитов из скважины № 22 Сюкеевского месторождения гипса (см. рисунок). Из анализа спектров ЭПР Mn^{2+} следует, что карбонатное вещество верхнеказанских отложений представлено исключительно доломитами, что подтверждается и химическими данными для данного района [3, 7]. Минимальные значения содержания Mn^{2+} ($3-9 \times 10^{18}$ спин/г) приурочены к прослоям и линзам доломита, расположенным в толще гипсовых пластов в сериях «опоки» и «подбой» [6]. В остальной части разреза эти значения изменяются от $2.6 \cdot 10^{19}$ спин/г до $1.92 \cdot 10^{20}$ спин/г. Относительно высокие значения концентрации Mn^{2+} в сериях «слоистый камень», «серый камень» и «шиханы» указывают на меньшую засоленность осадочного бассейна и большой привнос Mn в доломиты поверхностными водами с континента.

Значения параметра α изменяются по разрезу в широких пределах от 2.5 до 13.5. Примечательно, что максимальные значения α совпадают с участками минимальных значений концентраций Mn^{2+} и расположены в прослоях и линзах доломитов в гипсовых толщах серий «опоки» и «подбой». Это объясняется тем, что при формировании доломитов в эвапоритовых бассейнах, где происходит осаждение сульфатов, Mn^{2+} занимает позицию Mg^{2+} , тогда как в водах с меньшей солёностью предпочитает занимать позицию Ca^{2+} . Поэтому значения параметра α в остальной части разреза относительно низкие. Кроме того, по разрезу (особенно в пластах гипса) выделяются «вторичные доломиты», которые встречаются в трещинах вместе с селенитом и характеризуются значениями $\alpha < 5$ [5].

Скважина 22 Сюкеевского месторождения гипса (Абс. отметка устья 97,95 м)



Изменение параметра α и содержания Mn^{2+} в скв. 22 Сюкеевского месторождения гипса

Изучено влияние гипса на параметр α в доломитах по разрезу с шагом отбора 1 см, включая и границу гипса и доломита. Установлено, что изменения параметра α по разрезу не зависят от наличия гипса. В одних случаях параметр возрастал от границы, в других, наоборот, уменьшался. Следовательно, параметр α в осадочных хомогенных доломитах зависит только от начальных условий их образования. Ранее отмечалась связь высоких значений α в доломитах с содержанием в них гипса. Так, например, значения параметра α для загипсованной серии «опоки» в Печищенском разрезе (30 км к северу от Сюкеевского месторождения) достигают 11, а в серии «шиханы» данный параметр составляет 6—8 [4]. Значения α других серий Печищенского разреза примерно совпадают с таковыми в разрезе Сюкеевского месторождения

Таким образом, значения параметра α указывают на высокую солёность бассейна в позднеказанское время в данном регионе и загипсованность осадочных толщ. Учитывая относительное постоянство параметра α в латеральном направлении, он может стать дополнительным критерием при поисках месторождений гипса.

Литература

1. *Вассоевич Н. Б., Либрович В. Л., Логвиненко Н. В.* и др. Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. 509 с.
2. *Маслов А. В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учеб. пособие. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
3. Методическое руководство по поискам, оценке и разведке месторождений твердых нерудных полезных ископаемых Республики Татарстан. Ч. 1. Нормативно-правовые, организационные и геолого-экономические основы проведения геологоразведочных работ. Казань: Казан. ун-т, 1999. 256 с.
4. *Муравьев Ф. А.* Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ: Дисс... канд. геол.-мин. наук: 25.00.06. Казань, 2007. 196 с.
5. *Мухутдинова Н. Г.* Литология и битуминозность отложений казанского яруса Мелекесской впадины ТССР: Дисс... канд. геол.-мин. наук: 04.00.21. Казань, 1991. 194 с.
6. *Ноинский М. Э.* Геологические исследования в Сюкеевском битуминозном районе осенью 1919 г. // Изв. Главного Нефтяного Комитета, 1919. № 6—7. С. 7—12
7. *Сунгатуллин Р. Х.* Литохимические параметры при исследовании геологического пространства // Учен. зап. Казан. гос. ун-та. Естеств. науки, 2005. Т. 147. № 1. С. 62—75.
8. *Тимесков В. А., Крутиков В. Ф., Богданов Н. Г.* Геохимия марганца в карбонатных породах магнезитовых месторождений СССР // Сов. геология, 1983. № 12. С. 93—101.
9. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 2. Учеб. пособие. М.: МГУ, 1993. 432 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЭВАПОРИТОВЫХ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ В КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

М. Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

krupenin@igg.uran.ru

Эвапориты — продукты испарения воды путём её постепенного сгущения в замкнутых и полузамкнутых водоёмах за счёт солнечной радиации. Они представлены как рассолами, так и твердыми минералами: галогениды, прежде всего галит, калийные соли, и сульфаты — ангидрит (гипс), а также барит, целестин. Кроме того, в таких бассейнах как правило, выпадают специфические карбонатные минералы — некоторые типы кальцита, гидромагнезит, протоделомит и другие эфемерные водно-магнезиальные карбонаты. Существует определенная последовательность выпадения в осадок минералов в зависимости от степени сгущения рассола, определяемая законами физической химии [2].

Выявление признаков существования эвапоритовых обстановок осадконакопления в отложениях верхнего докембрия важно, поскольку предполагается, что рассолы являются источником ряда рудных компонентов; флюидные включения в рудах очень часто имеют рассольную природу. В то же время, выявление таких обстановок в докембрии представляет проблему по причинам отсутствия традиционных групп биоты, которые являются чутким индикатором солености бассейнов, плохой сохранности легкорастворимых эвапоритовых минералов в докембрийских отложениях, часто преобразованных процессами литогенеза. Кроме того, до последнего времени распространено мнение о полном отсутствии в докембрии эвапоритов.

Несмотря на это существует много публикаций, где описываются докембрийские отложения, содержащие или сами эвапоритовые минералы (самые древние пласты ангидрита на Баффиновой Земле имеют возраст 1.2 млрд лет [15]), или признаки их бывшего присутствия в виде глиптоморфоз (по кубикам соли), псевдоморфоз новых минералов (доломита по ангидриту), следов растворения внутри осадочных слоев [3 и ссылки там]. Кроме того, некоторыми исследователями присутствие устойчивых пластов доломита также считается признаком эвапоритовых обстановок [14]. Последние, впрочем, представляют собой лишь «косвенные улики» бывшего существования бассейнов с повышенной соленостью и не признаются безоговорочно всеми; критерием могут быть, в частности, изотопные (утяжеление кислорода) и геохимические (обогащение стронцием) признаки [10]. В то же время, количество таких наблюдений увеличивается, что связано как с развитием технических методов разведки и поиска, так и с интенсификацией исследований. Кроме того, быстро развивается приборная база изотопного анализа, позволяющая использовать новые

признаки, основанные на прецизионном изучении изотопного состава флюидных и минеральных микровключений.

Многолетнее изучение терригенно-карбонатных разрезов мощной осадочной последовательности рифея (возраст 1650—650 млн лет) в стратотипической местности Южного Урала позволяет и нам попытаться сформулировать некоторые признаки для выделения минеральных и геохимических индикаторов эвапоритовых обстановок седиментации. Трудными многими геологами для стратотипа рифея создана достаточно непротиворечивая картина развития осадочных бассейнов от интракратонных прибрежно-морских и шельфовых в раннем и среднем рифее, до перикратонного аллювиально-шельфового в позднем [9 и ссылки там]. Существование эвапоритовых обстановок не рассматривалось как значимое, за исключением работ В. П. Парначева [12], который связывал аномальные концентрации F и Cl в терригенно-глинистых отложениях нижнего и среднего рифея, а также крупные месторождения магнезита и сидерита, анкеритовую минерализацию, с эвапоритовой природой отложений. В работах Т. И. Ширококовой [13] отмечена важная роль эвапоритов как источника металлов для свинцово-цинкового оруденения в отложениях авзянской свиты среднего рифея и параллелизуемой с ней кужинской свиты. Для некоторых интервалов разреза рифея предполагалось образование в условиях аридного или нивального климата на основе рассмотрения некоторых геохимических индексов (ГМ, НМ, АМ, СIA), основанных на различном поведении элементов-гидролизатов в гипергенезе [9]. До последнего времени собственно эвапоритовых минералов в отложениях стратотипа рифея обнаружено не было. Однако, наличие стратиформных горизонтов доломитов в некоторых свитах рифея (саткинской, бакальской, авзянской, миньярской) позволяет выдвинуть предположение об эвапоритовых фациях осадконакопления. Для выделения соответствующих фаций представляется необходимым следующий комплекс признаков: прямых минералогических, косвенных текстурно-структурных, указывающих на бывшее присутствие легкорастворимых минералов в отложениях, и геохимических индикаторов.

Минералогические признаки. *Присутствие сульфатов в стратифицированных горизонтах.* Ангидриты и, редко, целестин установлены в последнее время в доломитах и алевролитах нижнего рифея Камско-Бельского авлакогена в восточной части Русской платформы [11]. Идиоморфная форма кристал-

лов ангидрита в пелитоморфном доломите указывает на раннедиагенетическое образование сульфата; гипс отмечен в суранской свите нижнего и авзянской среднего рифея Башкирского мегантиклинория [9]. Горизонты вкрапленности барита в нижнесаткинской подсвите саткинской свиты и шуйдинского горизонта бакальской свиты нижнего рифея, катакской подсвиты авзянской свиты среднего рифея, протягивающиеся на многие километры и служащие основой для многочисленных прожилково-гнездовых проявлений вторичного барита. Для вкрапленного барита отмечается низкое содержание Sr на уровне 0.1—0.3 %, в отличие от вторичного барита прожилково-гнездовой генерации (Sr до 2—3 %). В реветской подсвите авзянской свиты установлен горизонт с развитием фенестровых гнезд, заполненных крупнокристаллическим доломитом с тонкой примесью гематита, остроугольных гнезд выполненных вторичным крупнокристаллическим доломитом. Здесь же отмечено присутствие в доломитах ассоциации высокомагнезиального хлорита с тальком и тонкозернистым кварцем, аутигенным микроклином. Кроме того, в указанном разрезе широко представлены гнезда-прожилки волокнистого кварца во вмещающем тонкокристаллическом доломите и горизонты окремнения, связанные, вероятно, с вариациями солености солеродного бассейна и соответствующими изменениями режима щелочности, оказывающими влияние на осаждение кремнезема [8]. Хлорит, по данным микрозондового изучения, представлен крайне магнезиальной разновидностью, с коэффициентом железистости $K_{Fe} = Fe / (Fe + Mg)$ на уровне 0.05—0.07 (в формульных единицах), имеет повышенные температуры термической диссоциации (эндопика при 649 °С, 865 °С и экзоэффект при 911 °С). Он развит как в доломите, так и метасоматически по чешуйкам кластогенных слюд в прослоях глинистых пород. Микроклин развивается метасоматически в виде вкрапленности тонких идиоморфных табличек размером 0.1—0.2 мм преимущественно в доломитах с гнездами-прожилками волокнистого кварца. Структура кристаллов однородная или пойкилитовая, решетчатое двойникование не характерно для таблитчатых кристаллов, встречено только в кластогенных зернах. Химический состав изученного микроклина близок к стехиометрическому (по данным микроанализа), по степени триклинности соответствует максимальному микроклину (данные рентгенографии), характерному для условий низкотемпературной миграции щелочных растворов с высоким отношением K/Na. Подобный ему микроклин встречен в некоторых карбонатных толщах (к примеру, формация Понтискал (Швейцария), известняки мячковского горизонта среднего карбона Русской платформы) и рассматривается как аутигенное низкотемпературное образование. Парагенез микроклина с магнезиальным хлоритом и тальком в доломитах предполагает эвапоритовый генезис растворов, подогретых в бассейне породообразования при катагенезе [5].

Текстурно-структурные признаки. Наиболее ярко эти признаки (брекчированные породы) проявились в 700-метровой карагайской пачке саткин-

ской свиты нижнего рифея, к которой приурочены крупнейшие магнезитовые месторождения Саткинской группы. В то же время, аналогичные текстурные типы отмечены нами и для некоторых других горизонтов в бакальской и авзянской свитах соответственно нижнего и среднего рифея. Брекчированные породы образуют прослой мощностью от первых дециметров до 20 метров по всему разрезу карагайской пачки. Их переходы в ненарушенные доломиты постепенные в латеральном направлении, резкие или постепенные — в вертикальном. Иногда наблюдаются пласты с резкими границами брекчированных и мелкослоистых доломитов. Брекчирование карагайских доломитов проявляется в постседиментационном нарушении слоистости, со смещением мелких плиток литифицированного серого доломита, погруженного в такой же серый тонкозернистый карбонатный матрикс. Часто наблюдаются пластические деформации нескольких прослоев, не связанные с тектоникой — энтеролитовые тектуры. Кроме того, для этих доломитов весьма характерно развитие гнезд вторичного крупнокристаллического белого доломита, размером от первых см до первых дм. Иногда вторичный доломит является цементом для брекчированных плиток первичного серого доломита. Детальное изучение формы гнезд позволило вычленивать среди них угловатые и друзовые, иногда типа «ласточкина хвоста», незавершенные сферолиты, шатровые линзы с выпуклостью вверх (типи-структуры), дисковидные и округлые выделения, таблички с прямоугольными поперечными сечениями. Весь набор этих форм указывает, что выполнение гнезд происходило по пустотам, образованным при растворении минералов, форма и положение которых соответствует раннедиагенетическому гипсу в толще частично литифицированного карбонатного осадка [4]. Таким образом, это гнезда выполнения, а не перекристаллизации, как считалось ранее многими исследователями Саткинского месторождения [1 и ссылки там]. Гнезда всегда представлены более крупнозернистым доломитом (размер зерен более миллиметра), нежели вмещающий доломит (размер зерен 0.05—0.2 мм); граница с вмещающим доломитом, как правило, резкая. На границе гнезд наблюдается зона кристаллов доломита, являющихся следствием инкрустации, зонального роста кристаллов от стенок гнезда к его центру; в центральной части гнезд, как правило, наиболее крупнозернистый доломит, он же часто более железистый; около магнезитовых залежей в периферической части гнезд наблюдается зона карандашевидных кристаллов кварца или секреторное выполнение последовательными слойками мелких кристаллов, направленных от стенок гнезда к его центру. В то же время, на удалении от рудных тел кварц в периферической части гнезд не характерен. Развитие кварца в данном случае рассматривается нами как результат метасоматической отгонки кремнезема на фронте магнезитового щелочного метасоматоза. Формирование магнезитовых месторождений связывается нами с нагревом магнезиальных эвапоритовых рассолов, заполнивших проницаемую брекчированную толщу эвапоритовых доломитов.

Геохимические признаки. Они указывают чаще не на седиментационные эвапоритовые обстановки, а на катагенетическую миграцию эвапоритовых рассолов, т. е. на вторичные процессы, которые лишь подтверждают существование былых этапов образования эвапоритовых рассолов, т. е. обстановок образования водоемов с повышенной соленостью. Самым значимым признаком для нас явилось соответствие эвапоритовому тренду состава флюидных включений из магнезитов и вмещающих доломитов при изучении Cl-Br-Na систематики на хроматографе; в то же время включения в известняках характеризуются параметрами, типичными для морской воды. [6]. Существование тренда объясняется линейным накоплением брома в рассоле по мере его сгущения в эвапоритовом процессе. Характерно, что магнезиты развиты именно в тех свитах (и даже подсвитах, горизонтах), где обнаружены коллапс-брекчии и вкрапленность барита. Преобладающее количество магнезитовых залежей расположено в нижней части горизонтов, имеющих признаки эвапоритовой природы, что может быть следствием латеральной миграции и гравитационного расслоения высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов. Изотопия серы в диагенетических пиритах из вмещающих доломитов саткинской свиты показала облегченные относительно метеоритного стандарта значения ($-5.8... -16.6 ‰$), в то время как пириты из магнезитов имеют узкий интервал $+5.5... +6.9 ‰$, типичный для термосульфатредукции [11]. В то же время вмещающие доломиты карагайской пачки саткинской свиты имеют утяжеленный изотопный состав кислорода ($-8.1... -3.4 ‰$), по сравнению с вышележащими заведомо морскими известняками ($-8.6... -6.3 ‰$), вероятно, связанный с диагенетическим метасоматозом под действием эвапоритовых рассолов [7].

Исследования поддержаны грантом РФФИ 09-05-00964а.

Литература

1. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
2. Валяшко М. Г. О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза // Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977. Т. 1. С. 109—120.
3. Жарков М. А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 12. № 2. С. 19—29.
4. Крупенин М. Т. Диагенетические брекчии в доломитах саткинской свиты нижнего рифея: следы эвапоритового бассейна? // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 78—84.
5. Крупенин М. Т., Гуляева Т. Я., Котляров В. А. Микроклин в доломитах авзянской свиты среднего рифея Южного Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 70—78.
6. Крупенин М. Т., Прохаска В., Маслов А. В. Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН, 2009. Т. 426. № 3. С. 351—354.
7. Крупенин М. Т., Кузнецов А. Б., Крылов Д. П., Смирнова Е. С. Изотопные индикаторы магнезиального метасоматоза в нижнерифейских отложениях Южно-Уральской провинции // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 146—152.
8. Кузнецов В. Г. Эволюция карбоната накопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
9. Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.
10. Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 2000. 255 с.
11. Мичурин С. В., Ковалев С. Г., Горожанин В. М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 192 с.
12. Парначев В. П. F и Cl в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментогенеза // Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35—46.
13. Широбокова Т. И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН, 1992. 137 с.
14. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
15. Kah L. C., Lyons T. W., Chesley J. T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate—evaporite marine succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // Precambrian Res. 2001. Vol. 111. P. 203—234.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА N-37-XXXI (МАЛОАРХАНГЕЛЬСК)

Е. В. Кутищева

Геологический факультет Воронежского государственного университета, Воронеж
kig211@geol.vsu.ru

Меловые песчаные отложения территорий Орловской и Курской областей листа N-37-XXXI (Малоархангельск), неглубоко залегающие и выходящие на дневную поверхность, представляют заметный интерес для поисков полезных ископаемых. В административном отношении северная часть листа N-37-XXXI (Малоархангельск) находится в пределах Орловской, южная — в пределах Курской областей.

Отложения апта при макроскопическом рассмотрении представляют собой пески светло-серые, слабо железненные, мелкозернистые, хорошо сортированные, слабо глинистые, преимущественно кварцевые, с незначительной примесью темноцветных минералов и многочисленными чешуйками слюды. В отложениях отмечаются прослой желтовато-серой и темно-серой сильно запесоченной, плотной глины, мощность которых составляет до 0.2 см.

Отложения альбского яруса с размывом залегают на породах апта и повсеместно перекрываются песчаными породами сеномана. Альб представлен светло-зелеными, разнозернистыми, с преобладанием крупнозернистых, глауконит-кварцевыми слюдистыми песками, имеющими разнонаправленную косую слоистость.

Образования сеноманского яруса на большей части территории исследований представлены толщей мелкосреднезернистых песков зеленовато-серого цвета, содержащих глауконит и фосфориты [3].

Обработка данных гранулометрического анализа образцов из скважин и обнажений сводилась к вычислению значений среднего (медианного) диаметра частиц (M_d), коэффициента сортировки (S_0) и коэффициента асимметрии (S_k) [4]. Минералогический анализ проводился на основе разделения навесок 0.25—0.05 и >0.1 в бромформе с последующим изучением под микроскопом [1].

Пески апта характеризуются полимодальными гранулометрическими графиками; максимальные концентрации приходятся на фракции размером менее 0.25 мм. Они составляют не более 42 %, что в совокупности с наличием пиков повышенной концентрации для более крупных фракций не позволяет выделить конкретную преобладающую размерность и, таким образом, говорит о плохой сортировке отложений данного возраста.

Для альбских песков можно выделить два основных типа графиков. Первый, наиболее распространенный, характеризуется наличием одного-двух пиков во фракциях размером менее 0.2 мм. При этом отмечаются повышенные содержания фракций 0.2—0.16 и 0.1—0.063 мм. Здесь их процентное содержание зачастую превышает 40 %. Концентрация более

крупных фракций для данного типа не превышают 10 %, и кривые в областях их значений пологие, без резких скачков. Такие пески относятся к мелко-тонкозернистым. Для второго типа характерны повышенные концентрации крупной фракции. Пики таких кривых соответствуют фракциям 1.6—1.0 и 1.0—0.63 мм, при этом их значения превышают 50 %. Таким образом, данные пески могут быть классифицированы как крупнозернистые. Следует отметить, что все они приурочены к верхним частям разрезов альбских отложений. Таким образом, появляется возможность четко проследить вертикальную смену гидродинамического режима на данном этапе развития территории в связи с некоторой регрессией в конце альбского времени.

В сеномане графики содержания размерных фракций характеризуются наличием более чем одного пика. При этом максимальные процентные значения в образцах по фракциям приурочены к размерности менее 0.2 мм. Содержание крупной фракции в отложениях сеномана лишь в одном случае превышает 5 %. Для нижних частей разрезов характерны преимущественно пологие кривые, что дает нам возможность проследить изменение соотношения фракций вверх по разрезу и, как следствие, переход от трансгрессивного осадконакопления в начале сеномана к регрессивному в его конце.

Характеристика степени сортированности материала четко прослеживается по кумулятивным кривым. Для апта они характеризуются ступенчатостью по сравнению с кривыми альба и сеномана. Это говорит об интенсивных изменениях среды седиментации. Здесь наиболее спокойная обстановка отвечает накоплению фракций 0.25—0.2 мм.

Для альбских отложений четко выделяются два типа кумулятивных кривых. Большинство кривых относится к первому и характеризуются крутым углом наклона относительно ординат 25 и 75 % и простой формой. Они подтверждают преобладание в составе отложений мелкозернистой фракции и хорошую сортировку, чего нельзя сказать о втором типе кривых, которые отличаются пологим обилием и малым углом наклона относительно ординат 25 и 75 %. Они являются показателями худшей сортировки вследствие менее спокойного гидродинамического режима осадконакопления.

Кумулятивные кривые для сеноманских отложений характеризуются однотипностью, малым углом наклона относительно ординат 25 и 75 % и простой формой, таким образом можно сделать вывод о несколько худшей сортировке материала по сравнению с песками альба.

С использованием кумулятивных кривых были проведены схематичные построения вариаций ко-

эффициентов сортировки (S_o) и асимметрии (S_k) для песков каждого возраста в отдельности. Полученные схемы довольно заметно отличаются друг от друга. Величина коэффициента сортировки (S_o) изменяется в пределах от 0.4 до 4.2 и таким образом можно констатировать, что абсолютно все изученные отложения характеризуются хорошей и средней степенью сортировки. Для апта четко прослеживается смена значений коэффициента сортировки с юго-запада на северо-восток листа в сторону увеличения, что говорит о некотором ухудшении степени сортировки. Для более молодых отложений альба и сеномана, конкретное направление проследить трудно. Для альба с юго-запада на северо-восток идет постепенное увеличение коэффициента сортировки и последующее его уменьшение. Для сеномана ситуация сложнее, так как здесь изменение значений имеет очаговый характер и мало варьирует в пределах листа. Изменение значений коэффициента сортировки может свидетельствовать о наличии поднятий и впадин в рельефе морского дна, которые можно оконтурить по вариациям.

Коэффициент асимметрии дает дифференциацию отложений на крупно- ($S_k < 1$) и мелкозернистые. Для апта переход от крупного материала к мелкому осуществляется с юго-запада на северо-восток территории листа, для альба и сеномана — с юго-востока на северо-запад.

Минералогический анализ для фракций 0.25—0.05 и >0.001 дал различные данные для каждой размерности. Минералы легкой фракции представле-

ны кварцем с примесью слюды для апта и слюды и глауконита для альба и сеномана. Минералы тяжелой фракции несколько отличаются для рассмотренных размерностей. Во фракции 0.25—0.05 преобладающими являются ильменит, рутил и циркон для всех возрастов, а для фракции >0.01 рутил, циркон, гранат, что определяется как различием в удельном весе минералов, так и их размером.

Проведенные графические построения, в особенности схемы вариаций значений коэффициентов S_o и S_k позволяют наглядно проследить изменения в процессе осадконакопления во времени в аптский, альбский и сеноманский века, выявить особенности палеорельефа рассматриваемой территории и восстановить динамику сред осадконакопления. Практическим выходом данных построений является возможность прогнозирования местоположения площадей поисков песков, необходимых для строительной, формовочной и стекольной промышленности.

Литература

1. *Копченова Е. В.* Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М.: Недра, 1979. 245 с.
2. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1953. 779 с.
3. *Савко А. Д.* Геология Воронежской антеклизы. Воронеж: Воронеж. ун-т, 2001. 166 с. (Тр. НИИ Геологии ВГУ. Вып. 6).
4. *Фролов В. Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964. 310 с.

ДОЛОМИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ БУРЕГСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО ПРИИЛЬМЕНЬЯ

А. Б. Тарасенко

СПГГИ (ТУ) им. Г. В. Плеханова, Санкт-Петербург;
etele1@ya.ru

Доломитизация — широко распространенное явление для карбонатных пород Русской платформы. Ее изучению посвящены известные публикации Н. М. Страхова [6]. Особо следует отметить работу В. С. Сорокина [5], в которой рассматриваются вопросы магнезиальности отложений и генетические группы доломитовых пород франского яруса Главного девонского поля. Модель, предложенная В. С. Сорокиным, предусматривает наличие среди отложений франского века седиментационных, седиментационно-диагенетических и диагенетических (метасоматических) доломитов, образующихся при «межпластовом перераспределении магния в разрезе» [5, с. 212].

Бурегские известняки (D_3fr) широко распространены на территории Главного девонского поля, их стратотипический разрез расположен в южном Приильменье в р-не дер. Бурег (Новгородская обл.) (рис. 1). Плитчатые известняки бурегской свиты являются строительным материалом и поэтому неоднократно изучались с точки зрения минералого-петрографических и физико-механических свойств. Однако детальные исследования характера распределения и генезиса доломитовой минерализации этих известняков не проводились. Краткие сведения о доломитизации бурегской свиты в целом отражены в объяснительной записке к карте м-ба 1:200 000 листа О-36-ХIV [2]. Нами были описаны и детально опробованы разрезы бурегских плитчатых известняков в дер. Бурег, в карьерах дер. Солоницко и Луки (всего 30 разрезов). В окрестностях дер. Бурег опробо-

вание проводилось по р. Псиже и обрывам на берегу оз. Ильмень (ильменский глинт) с частотой 200—500 м. Из стенок естественных обнажений и карьеров, где наблюдаются выходы плитчатых известняков, слагающих пачку мощностью 3—5 м, отбирались образцы через 0.5—1 м, т. е. по 3—5 проб с каждого разреза.

Макроскопически известняки — светло-серые, серовато-желтые, светло-розовые плитчатые мадстоуны с многочисленными разнонаправленными ходами илоедов. Органические остатки редки и представлены единичными ядрами двустворок и раковинами брахиопод. Изменение толщины плиток от 1—5 до 15—20 см определяет линзовидно-полосчатую текстуру породы. Важно отметить, что в нижней части пачки толщина плиток известняка минимальна (1—5 см), и здесь присутствуют тонкие прослойки желтовато-серой известковистой глины. Прослойки часто раздваиваются, их толщина составляет 1—3 см. В средней части пачки мощность плиток известняка составляет 15—20 см, вновь уменьшаясь к кровле до 10—13 см, где снова появляются редкие тонкие глинистые прослойки. Механизм образования глинистых прослоев был предложен Г. А. Надсоном [5], который изучал донные илы озер Украины. Глинистые прослойки, по его мнению, отражают достаточно длительные периоды с пониженной скоростью осадконакопления, частично совпадающие с растворением незначительных порций карбонатного осадка. Позднее Х. Эрнст (1978, 1982), как и Г. А. Надсон, объяснил исчезновение карбоната кальция растворением его угольной кислотой, которая образуется на дне при избытке органического вещества (по сведениям [1]). Подобные глинистые прослойки описаны [1] в верхнемеловых карбонатных отложениях Русской платформы.

Литолого-генетическое исследование плитчатых известняков позволило выяснить условия их образования. По комплексу признаков: тонкозернистая структура, наличие незначительного количества терригенной примеси (единичные алевритовые зерна кварца), хорошая сохранность органических остатков, плитчатое строение, — реконструируется прерывистое осадконакопление в спокойной гидродинамической обстановке, в относительно глубоководной зоне морского бассейна.

Плитчатые известняки бедны органическими остатками, встречены лишь единичные ядра двустворок и створки раковин брахиопод. Кроме того, в нижней части пачки плитчатых известняков были обнаружены единичные конодонты, остракоды, рыбы, лингулы и криноидеи [2], что указывает на соленость бассейна, близкую к нормальной морс-

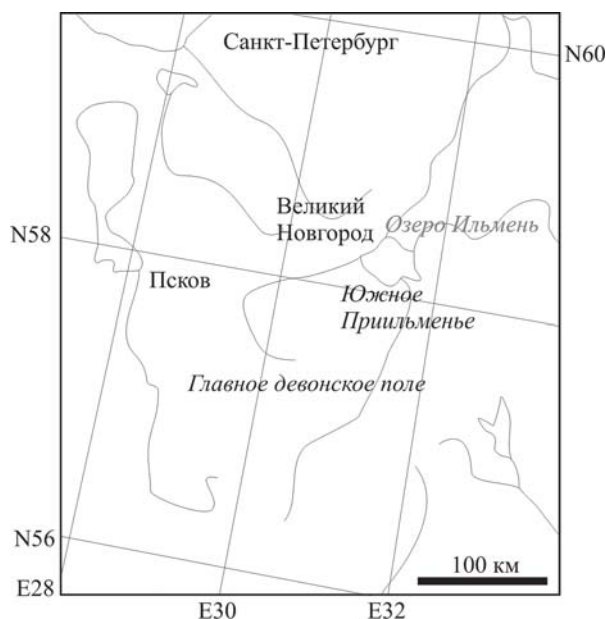


Рис. 1. Обзорная карта района распространения бурегской свиты

кой. Вверх по разрезу состав фауны обедняется — найдены лишь отдельные конодонты, остатки рыб, мелких эвриптерид, лингул, гастропод и неопределимые ядра остракод [2].

Изучение известняков в шлифах показало, что в карбонатном тонкозернистом матриксе равномерно, реже в виде скоплений, распределены ромбические кристаллы доломита. Средний размер зерен доломита 0.1 мм; в основном им присуще зональное строение — центральные части имеют охристо-желтую и бурую окраску за счет гидроокислов железа, периферия кристаллов прозрачная. В целом характерно увеличение степени доломитизации от 3—5 % в нижней части пачки до 25—30 % в средней, 40—50 % — в верхней, и понижение до 5 % у самой кровли (рис. 2).

Таким образом, доломитизация незначительна (3—5 %) в нижней и прикровельной части пачки плитчатых известняков, где наиболее часто встречаются глинистые прослои, и максимальна (40—50 %) в средней части, где глинистые прослои отсутствуют.

Образование глинистых прослоев могло осуществляться во время перерывов в осадконакоплении при агрессивном воздействии CO_2 на карбонатный осадок и его частичном растворении (условия пониженных значений pH). В этих условиях доломитообразование не происходило. Скорее всего, и при накоплении карбонатных осадков значение pH было недостаточно велико (менее необходимого $pH = 9.5$), чтобы обеспечить садку магниезальных соединений.

Садка доломита объясняется В. Г. Кузнецовым следующим образом: «микробные сообщества в процессе жизнедеятельности усваивали растворенный в воде углекислый газ, что вело к повышению pH морской воды (>9.5 — прим. авт.); это, в свою очередь, способствовало осаждению магниезальных соединений» [3, с. 137]. Характерно, что в известняках состав фауны обедненный, и организмы которые «за счет дыхания хотя бы частично могли возмещать усвоение CO_2 цианеями» отсутствуют [3, с. 138]. Очевидно, что образование самих ромбоэдрических кристаллов доломита происходило на более поздних стадиях литогенеза.

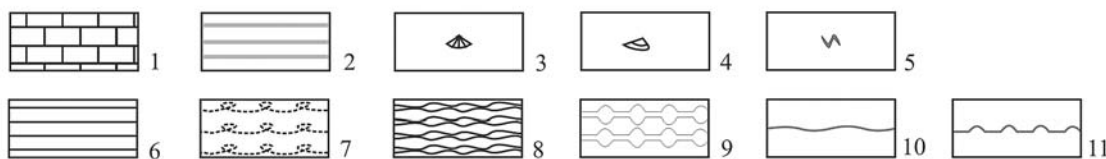
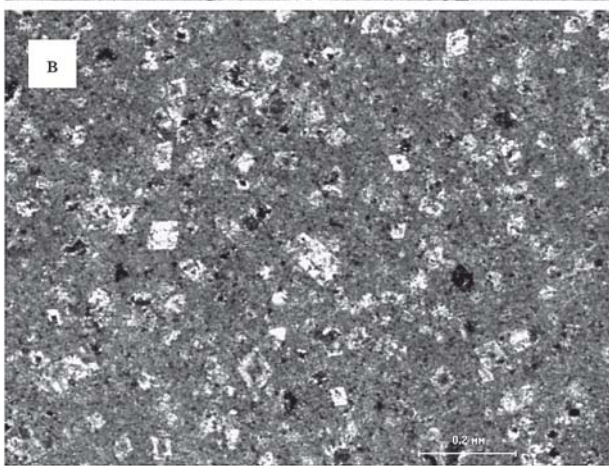
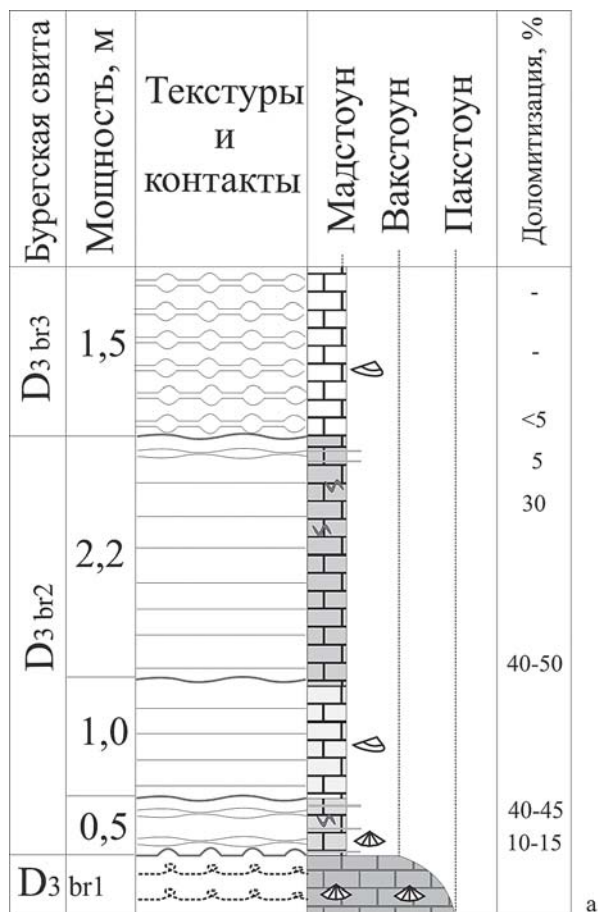


Рис. 2. Бурегские известняки.

а — Литологическая колонка бурегских известняков; б — плитчатые известняки в обрыве р. Псижи; в — доломитизированный плитчатый известняк. Никели скрещены, ув. 10.

Условные обозначения: 1—2 породы: 1 — известняки, 2 — глинистые прослои; 3—4 органические остатки: 3 — брахиоподы, 4 — двусторчатые моллюски; 5 — ходы илоедов; 6—9 текстуры: 6 — горизонтальная слойчатость, 7 — текстура биотурбации, 8 — линзовидно-полосчатое чередование слоев, 9 — комковатая текстура; 10—11 межслоевые поверхности: 10 — волнистая, 11 — бугристая

Литература

1. Барабошкин Е. Ю., Веймарн А. Б., Копаевич Л. Ф., Найдин Д. П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: МГУ, 2002. 163 с.

2. Вербицкий В. Р., Кямяря В. В., Саванин В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Ильменская. Лист О-36-XIV (Новгород). Объяснительная записка. СПб., 2000.

3. Кузнецов В. Г. Специфические черты протерозойского карбонатонакопления как отражение своеобразия протерозойской биоты // Литология и геология горючих полезных ископаемых: Межвуз. науч. темат. сб. Вып. II. Екатеринбург: УГГУ, 2008. С. 134—154.

4. Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.

5. Сорокин В. С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне. 1978. 282 с.

6. Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний) // Типы доломитовых пород и их генезис. Сб. статей. М.: АН СССР, 1956. С. 5—27. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 4).

7. Янаскурт О. В. Литология: Учебн. для студ. высш. учеб. заведений. М.: «Академия», 2008. 336 с.

8. McKenzie. Dolomite Mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives // Sedimentology. 2009. Vol. 56. P. 205—219.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ КРАСНОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАМЕННЫЙ УЧАСТОК, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ)

Г. Р. Хуснуллина

ООО «КогалымНИПИнефть», Когалым
KhusnullinaGR@tmn.lukoil.com

Изучение *неоднородности* осадочных пород тесно связано с решением ряда задач поисково-разведочных и эксплуатационных работ. В рассматриваемом случае под данным термином понимается изменчивость литологического состава породы, приводящая к изменению фильтрационно-емкостных и физических характеристик. Ее изучение особо необходимо на этапе подсчета геологических и извлекаемых запасов углеводородов, т. к. неоднородность существенно затрудняет построение геологической модели залежи. Основную роль при изучении неоднородностей играют геофизические методы, которые в комплексе с достоверной литолого-петрофизической основой, несут наиболее полную и достоверную информацию об изучаемом разрезе. Наиболее точные сведения о распределении фильтрационно-емкостных и литологических характеристик породы можно получить при изучении kernового материала.

В качестве объекта исследований были рассмотрены породы-коллекторы викуловской свиты (пласты $ВК_1$, $ВК_2$ и $ВК_3$) Красноленинского (Каменного) месторождения, в которых сосредоточены основные запасы нефти. Месторождение расположено на территории Октябрьского и Ханты-Мансийского районов ХМАО Тюменской области и приурочено к одноименной вершине Красноленинского свода Западно-Сибирской плиты. Каменное месторождение является юго-восточной частью Красноленинского нефтегазоконденсатного месторождения, относящегося к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Район Каменной площади располагается в пределах Красноленинской нефтегазоносной области (НГО) Западной Сибири к востоку от Шаимского нефтегазоносного района (НГР), примыкая к последнему. Эта территория находится в полосе перехода от западных районов Западной Сибири к центральным и несет на себе многие черты и особенности как тех, так и других во всем, что касается строения и вещественного состава нижнемеловых отложений.

В настоящее время Красноленинское месторождение относится к «месторождениям будущего», несмотря на то, что было открыто в 1962 г., а в промышленную разработку введено только через 30 лет — в 1992 г. [2]. Главными причинами, обусловившими такую продолжительную задержку в разработке месторождения, явились сложность его геологического строения и низкая продуктивность пластов. Спорная ситуация с геологической моделью строения резервуара ВК привела к необходимости

доизучения месторождения и более тщательному анализу данных.

Создание седиментационной модели месторождения — реконструкция обстановок осадконакопления (фациальный анализ) — потребовала тщательного изучения керна, выполненного нами на территории деятельности ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь по пяти скважинам, вскрывшим горизонт $ВК_{1-3}$. Керном охарактеризован интервал от 30 до 70, в среднем 45 м, что представляет довольно полную информацию. По комплексу признаков, среди которых ведущим является характеристика слоистости (текстурный анализ), уже при описании керна определялся генезис выделяемых слоев, т. е. устанавливалась фация. Методика работ представляла собой современную модификацию фациально-циклического анализа [3], наиболее последовательно реализуемую В. П. Алексеевым и О. С. Черновой. Особо отметим, что при описании отложений их гранулометрический состав определялся по шкале Φ («фи») ($-\log_2 S$, где S — средний размер частиц). Граница между песчаниками и более тонкозернистыми породами (алевролиты, аргиллиты) составляет при этом 4Φ или 0.063 мм. Принципиально она незначительно отличается от границы 0.05 мм, рекомендуемой последними отечественными руководствами [4 и др.].

Викуловская свита (апг-альб) имеет региональное распространение в пределах западной части низменности. Залегает на кошайской и перекрывается ханты-мансийской свитой. Толщина свиты 225—290 м. Свита подразделяется с некоторой долей условности на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена морскими глинисто-алевритовыми породами. Вверх по разрезу количество алевритового материала увеличивается. Содержит обугленные растительные остатки, желваки сидерита. Возраст ее по положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам принят в объеме верхов верхнего апта. Верхняя подсвита имеет преимущество алеврито-песчаный состав с линзами и прослоями глин. Глины серые и темно-серые, обогащенные алевритовым материалом. Песчаные и алевритовые пласты имеют микрослоистое линзовидное строение. Во многих случаях трудно проследить песчано-алевритовые пласты по площади. Линзы связаны друг с другом взаимопереходами, придающими коллектору пластово-массивное строение. Викуловская свита на Каменной площади представлена преимущественно песчано-алевритовыми породами, которые переслаиваются с пластами и прослоями алевроаргиллитов (S менее 0.008 мм). Песчаники и алевролиты часто имеют микрослоис-

тое линзовидное строение. Коллекторами нефти в пластах $ВК_{1-3}$ являются тонко(мелко)зернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты, как правило, слабосцементированные, часто с прослоями и линзами мелкозернистых алевролитов.

Обломочный материал представлен кварцем (до 40—50 %), полевым шпатом (25—40 %) и другими минералами. Состав цемента песчаников по данным рентгеноструктурного анализа хлорит-гидро-слюдистый (45—65 %) с примесью каолинита (10—25 %). Содержание цемента составляет, в среднем, 10—12 %, по типу он — пленочно-поровый.

Пласты $ВК_1$ — $ВК_3$ располагаются в верхней части разреза.

Верхний коллектор ($ВК_1$) из трех хорошо различаемых пластов характеризуется очень хорошей выдержанностью. При толщине 17—20 м он обладает формой кривой PS, присущей направленно уменьшающимся по размерности песчаным телам с пульсационно-градационным строением.

Средний коллектор $ВК_2$ наиболее изменчив по своему положению в разрезе; он полностью глинизируется на юго-востоке площади (скв. 32). На коротком расстоянии он смещается из «нижнего», сближенного с $ВК_3$ положения (скв. 161, 162, 312), в «верхнее», примыкая к коллектору пласта $ВК_1$ (скв. 163, 164). В соответствии с законом Головкинского, такой переход, по-видимому, контролируется блоковым строением фундамента. Укажем, что это проявляется при оценке строения нижней части разреза юрского возраста.

Нижний коллектор $ВК_3$, при достаточной устойчивости в целом, характеризуется полярной сменой направленности кривой PS: с «прямой» на «обратную». В целом подобная направленность присуща проградационно-дельтовым условиям, однако, при отсутствии керна, это трудно верифицировать.

Суммарная оценка толщин и взаимного положения коллекторов $ВК_3$ и $ВК_2$ позволяют предположительно судить о преимущественно субмеридиональном расположении зон с их «опесчаниванием». Они контролируются рельефом дна бассейна, благоприятным для развития мелководно-барового режима осадконакопления и закрепления сформировавшихся тел в разрезе.

Г. В. Такандом, Е. О. Беляковым, И. Г. Хасановой и Н. А. Балдиной для изученного объекта выполнен анализ влияния различных уровней неоднородности на фильтрационно-емкостные свойства отложений. Определено, что песчаники и алевролиты с прослоями алевроаргиллитов, как правило, при том же поровом объеме характеризуются пониженными фильтрационными свойствами по сравнению с преимущественно однородными разностями. Порода с более однородной текстурой и улучшенными фильтрационными свойствами характерны для зоны с так называемой аномальной сейсмической характеристикой. Серия построенных графиков показала, что зависимости между фильтрационными и емкостными характеристиками коллекторов для различных литотипов пластов ВК Каменной площади связаны со степенью неоднородности, которая в свою очередь изменяется по глубине. Так, в кровельном пласте $ВК_1$

викуловских отложений около 70 % образцов имеет «слоистую» текстуру, в пласте $ВК_2$ доля таких образцов существенно ниже — 14 %, а в пласте $ВК_3$ такая неоднородность практически отсутствует. В целом по викуловским отложениям доля образцов с неоднородной текстурой составляет 45 %. Преобладание однородных по текстуре фаций в подошве викуловских отложений существенным образом должно сказываться в перераспределении по глубине и латерали степени насыщенности коллекторов нефтью и их фильтрационных параметров. В результате основные зависимости между фильтрационно-емкостными характеристиками коллекторов для различных литотипов пластов ВК, проявляются как следствие их текстурной однородности.

Использование обобщенной математической модели эффективной проводимости сильно неоднородной анизотропной среды позволяет построить петрофизические модели ФЕС «микрослоистых» пород викуловских отложений, а разработанные на их основе интерпретационные модели и применяемый комплекс ГИС обеспечивают необходимую для построения детальной геологической модели точность определения структурно-компонентных и фильтрационных параметров разреза викуловских отложений в целом.

В то же время, в статье [1] по Ловинскому месторождению были сделаны выводы о том, что *«исходя из значительной неоднородности пород, достоверность геологической модели определяют степень изученности разреза по данным ГИС и керна, что в свою очередь, подразумевает методическое обоснование для получения не только подсчетных параметров < >, но и прогноз палеофациальных условий седиментации и связанные с этим литологических, структурно-текстурных и фильтрационных характеристик пород. Довольно очевидно, что использование в виде геологической основы только гранулометрической характеристики породы (даже дополненной определениями петрографического состава) недостаточно для достоверной оценки изменчивости ФЕС»* [1, с. 111].

В подтверждение данного положения на Краснотенинском месторождении была проведена оценка анализов ФЕС по цилиндрическим образцам с 34 по 88, отобраным из скв. 93123. Все они представлены песчаником мелкозернистым. По семи цилиндрическим образцам было определено их соответствие фации БПК (алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи)), по четырем — БПА (песчано-алевритовых осадков малоподвижного мелководья), по трем — БМБ (песчаных осадков сильноподвижного мелководья (аккумулятивные формы: бары, косы, пересыпи)) и по 20 образцам — БДД (песчаных осадков конусов выноса рек). Среднее значение коэффициента проницаемости $K_{пр}$ по фациям составило (мД): БПК — 40.05, БПА — 41.08, БМБ — 51.4 и БДД — 47.39. Таким образом, **при одном и том же гранулометрическом типе фильтрационная величина ($K_{пр}$) изменяется в зависимости от фациальной принадлежности былых осадков, т. е. разных обстановок осадконакопления.** *«Исходя из этого ясно, что оценка фациальной принадлежности горных пород является важным пара-*

метром для повышения эффективности разработки месторождения» [1, с. 114].

Приведенные факты позволяют утверждать, что для изучения литолого-фациальной неоднородности отложений недостаточно информации о ФЕС, которая базируется только на интерпретации материалов ГИС и лабораторных исследованиях образцов. Необходим полный комплекс сведений, который бы включал в себя не только данные по ГИС и керну, определяющиеся гранулометрической характеристикой породы, но и ее фациальную принадлежность, базирующуюся преимущественно на текстурном анализе [1, 3].

Литература

1. *Алексеев В. П., Федоров Ю. Н., Беляков Е. О., Таканд Г. В.* Фациальный контроль изменчивости филь-

рационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов тюменской свиты Ловинского месторождения (Шаимский район, Западная часть) // Литология и геология горючих ископаемых. Межвуз. науч. тематич. сб. Вып. IV (20). Екатеринбург: Уральск. гос. горн. ун-т., 2010. С. 111—118.

2. *Григорьева О.* Проект «Каменное»: полигон для инноваций // Журнал о технологиях ТНК-ВР «Новатор. Innovator», 2008. № 20. С. 9.

3. *Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И.* и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: АН СССР, 1959. Ч. 1. 331 с. 1960. Ч. 2. 346 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 15).

4. *Шванов В. Н., Фролов В. Т., Сергеева Э. И.* и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Р. М. Юркова, Б. И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва
bivmyrzb@mtu-net.ru

На примере хребта Северный Кумроч (Камчатка) прослежена смена породных и минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных комплексов на внешнем склоне развитой островной палеодуги от мелководных до глубоководных образований во взаимосвязи с формированием островодужных вулканических серий. Рассмотрены предостроводужные и островодужные комплексы верхнего мела-нижнего палеогена, характерные для северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Выделены следующие структурно-формационные комплексы: I — мелководный, с преимущественно вулканическими породами (алтынская толща, верхний кампан); II — вулканогенно-осадочный; сформированный в условиях расчлененного рельефа (уколкинская толща, верхний кампан-маастрихт) с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими отложениями; III — относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями (ветловский комплекс, маастрихт-палеоцен) (табл. 1).

В результате исследований установлено, что по мере увеличения глубоководности отложений в измененных базальтовых и вулканогенно-осадочных породах прослеживается смена состава минеральных ассоциаций в сторону минералов, которые могут формироваться в условиях более высокой температуры и повышенного давления: в частности, вайракита — в базальтах, анальцима — в апотуфовых метасоматитах [2]. В апотуфо-туффовых гидротермально-метасоматических ассоциациях происходит смена высококремниевое кальциевого гейландит-клиноптилолита более высокоглиноземистыми ломонитом и анальцимом (табл. 2, 3). Смена состава слоистых силикатов, в целом, происходит от смектитов к корренситу и корренситоподобным минералам, и далее к хлориту. В составе слоистых силикатов в породах наиболее глубоководных комплексов возрастает роль хлоритов. В апотуфовых метасоматитах второй структурной зоны, сформированных в обстановке относительных опусканий (впадин), с ломонитом ассоциирует селадонит. В то же время в гидротермально измененных кристалло-литокластических псефито-псаммитовых туфах с макро- и микротекстурами оползания, сформированных в обстановке относительных поднятий, с ломонитом сочетается корренсит. Надо отметить, что в гемипелагических и кремнистых толщах, которые являются аналогами глубоководных океанических отложений, не выявлены калий-содержащие цеолиты, в частности клиноптилолиты, характерные для меловых океанических отложений [1]. Образование цеолитов в вулканогенных и вулканогенно-осадоч-

ных комплексах хребта Кумроч связывается с двумя типами процессов: ранними постмагматическими пневматолито-гидротермальными (флюидными) и метасоматическими: гидротермально-метасоматическими и гидратно-метасоматическими. Последние характерны для седиментационно-диагенетических стадий формирования апопелотуфовых метасоматитов [2]. Температуры образования цеолитов оценены исходя из литературных обзоров. В первом случае они могут достигать 400—500 °С при флюидном давлении 4—5 кбар, во втором — варьировать в пределах 70—250 °С при флюидном давлении 0.5—4 кбар.

Рассмотрена также специфика состава кластогенных компонентов вулканогенных и вулканотерригенных песчаников. По мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения глубоководности отложений для песчаников, представленных полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми граувакками, намечаются следующие тенденции в изменении их состава: 1) возрастание роли кварца, особенно в отложениях придонных течений; 2) некоторое уменьшение максимального содержания плагиоклазов, особенно малоизмененных. Роль темноцветных минералов падает в песчаниках наиболее глубоководного комплекса. Максимальные их содержания приурочены к турбидитным многослоям. Содержание обломков в песчаниках сохраняется примерно на одном уровне во всех комплексах. В глубоководных комплексах возрастает содержание обломков негематитизированных базальтов. Наиболее высокие содержания последних отмечены в комплексе с мощными пачками псефито-псаммитовых туфов. Повышение содержания обломков туфоалевропелитов и субинтрузивных диорит-порфиринов выявлены в наиболее глубоководных отложениях. В кремнистых слоях предостроводужного глубоководного комплекса хребта Кумроч присутствуют линзы размером до 3×25 м оксидно-карбонатных Fe-Mn рудоносных отложений, которые залегают в структурно поднятых участках (холмах) над горизонтами шаровых и массивных базальтовых лав. Составы рудных компонентов изменяются от чисто марганцевых (пиролюзит, манганит) до железистых (гематит) и карбонатных (родохрозит). При этом надо отметить редко фиксируемую геологическую обстановку формирования Mn-рудоносных слоев, а именно в преддуговых зонах развитых энсиматических островных дуг, для которых характерен вулканизм с высокоглиноземистым до мегаплагиофирового базальтоидным составом лав.

Особенности состава рассматриваемых комплексов не могут быть однозначно объяснены с

Таблица 1

Ассоциации вторичных минералов в породах структурно-формационных комплексов хребта Кумроч

Породы и условия формирования комплексов		I	II	III
Базальты и андезитобазальты	Мегаплагифириновые	<i>Апофиллит, селадонит, смектит, кальцит</i>	—	—
	Миндалекаменные пироксен-плагифириновые	<i>Анальцим, натролит, селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит, хлорит</i>	<i>Томсонит, мезолит, анальцим, гидрослюда, кальцит</i>	<i>Натриевый вайраakit, анальцим, томсонит, хлорит</i>
Алобазальтовые метасоматиты		<i>Кальциевый гейландит-клиноптилолит, халцедон, (кварц), селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит</i>	—	—
Аполеплотуфовые метасоматиты		—	<i>Ломонтит, кварц (халцедон), селадонит, пренит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит, гидрослюда</i>
Гидротермально-метасоматически изменённые литокристаллокластические туфы и туффиты		<i>Кварц, гидрослюда, кальциевый гейландит-клиноптилолит, смектит</i>	<i>Ломонтит, корренсит, корренситоподобный минерал, пренит, смектит, хлорит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), эпидот, пренит, хлорит, гидрослюда</i>
Вулканогенные и вулканотеригенные песчаники (цемент)		<i>Кварц, смектит, хлорит, гидрослюда</i>	<i>Корренситоподобный минерал, ломонтит</i>	<i>Кварц, хлорит, гидрослюда</i>
Кремнистые породы и аполепловые, ассоциации		—	—	<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит</i>
Условия формирования		Мелководные	Расчлнённого рельефа	Глубоководные

Примечание. I—III — структурно-формационные комплексы. Прочерк отмечает отсутствие пород. Характерные минералы выделены курсивом.

Химический состав минералов вулканогенно-осадочных и вулканических комплексов
предостроводужных палеозон, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	61.43	66.91	53.00	56.69	42.75	59.62	69.16	55.09
Al ₂ O ₃	14.98	18.98	22.28	22.78	20.09	5.53	14.08	0.23
Fe ₂ O ₃	0.79	0.06	0.04	0.00	4.27	14.59	0.89	0.24
MgO	1.12	0.09	0.00	0.00	0.00	8.35	0.00	0.20
CaO	5.03	0.41	12.22	0.65	26.02	0.16	5.51	25.53
Na ₂ O	0.12	11.88	0.00	11.12	0.01	0.00	0.88	0.02
K ₂ O	0.27	0.13	0.04	0.00	0.00	9.08	0.32	3.94
Сумма	83.74	98.46	87.58	91.24	93.14	97.33	90.84	85.25
Ионы	72(O)	8(O)	48(O)	96(O)	11(O)	11(O)	72(O)	25 зарядов
Si	28.06	2.98	16.07	32.90	3.05	4.00	29.09	4.03
Al	8.06	1.00	7.94	15.66	1.69	0.43	6.97	0.01
Fe ⁺³	0.27	0.00	0.00	0.00	0.23	0.73	0.30	0.02
Mg	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.00	0.05
Ca	2.47	0.02	3.85	0.42	1.99	0.01	2.47	4.00
Na	0.11	1.03	0.00	12.57	0.00	0.00	0.71	0.00
K	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.15	0.74
Si/Al	3.48	2.98	2.02	2.10	1.80	9.30	4.17	4.03

Примечание. Минералы: 1 — гейландит, 2 — альбит, 3 — ломонтит, 4 — анальцит, 5 — пренит, 6 — селадонит, 7 — гейландит-клиноптилолит, 8 — апофилит. Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Б. И. Воронин (ГИН РАН). Точность анализов ±(2—3) мас. % к сумме окислов. Содержание TiO₂, MnO, SrO не превышает 0.05 мас. %; SrO и BaO отсутствуют.

Таблица 3

Состав кластогенных компонентов в туфогенных и вулканотерригенных песчаных породах различных комплексов хребта Северный Кумроч, мас. %

Компоненты	I	II	III
Кварц	0—2	0—3	5—12
Плагиоклазы	20—60	17—55	20—45
В том числе:			
Неизменённые малоизменённые	8—42	5—10	2—9
изменённые	11—23	17—45	16—42
Темноцветные минералы	4—20	4—18	0—3
Обломки пород			
в том числе:			
базальты нежелезённые	15—23	17—22	20—48
то же железённые	8—10	22—26	2—4
туфоалевролиты	0—1	0—1	3—8
диорит-порфириды	0—3	0—1	2—4

Примечание. Примечание. I—III — структурно-формационные комплексы (см. табл. 1).

позиций преобразования пород в результате метаморфизма погружения [3]. В данном случае отложения с более высокотемпературными хлоритом и анальцитом, ломонтитом и корренситом оказываются более молодыми и, следовательно, испытавшими меньшее погружение, чем отложения с низкотемпературными гейландит-клиноптилолитом и смектитами (см. табл. 1). **Необходимо признать существенное влияние на формирование минеральных ассоциаций латерального фактора — смены условий магматизма и литогенеза.** В целом, образование рассматриваемых минеральных ассоциаций определялось особенностями магматизма и литогенеза в процессе формирования структурно-формационной зональности в

обстановке внешнего островодужного склона над сейсмофокальной палеозоной.

Литература

1. Сендеров Э. Э., Петрова В. В. Современное состояние природных цеолитов. М.: Наука, 1990. С. 30—62. (Итоги науки и техники. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 8).
2. Юркова Р. М., Воронин Б. И. Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов предостроводужных палеозон // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского, 2009. Вып. 12. С. 186—192.
3. Iijima A. Geological occurrence of zeolites in marine environments // Natural zeolites: occurrences, properties, use. Oxford: Pergamon. 1978. P. 175—198.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В БАТ-ВЕРХНЕЮРСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА

П. А. Ян, А. Л. Бейзель, Л. Г. Вакуленко, О. В. Бурлева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск; YanPA@ipgg.nsc.ru

В позднебат-верхнеюрской истории развития Западно-Сибирского осадочного бассейна произошло два ярких события, которые обычно связывают с келловейской и кимериджской трансгрессиями. Считается, что на этих этапах в бассейне происходило резкое увеличение площадей морского седиментогенеза, регистрируются перемены в климате и значительные изменения в условиях обитания фауны и флоры. В геологической летописи эти события зафиксированы в виде пахомовской (пласт Ю₂⁰) и барабинской (пласт Ю₁⁰) пачек. Их толщина обычно не превышает 1–2 м, при этом они имеют весьма специфический облик, очень хорошо узнаются в разрезах и прослеживаются на огромных территориях. Площадь распространения барабинской пачки может превышать 1.5 млн км².

Пахомовская пачка (пласт Ю₂⁰) залегает на сероцветной верхнетюменской подсвете (малышевский стратиграфический горизонт), представленной чередованием алеврито-песчаных и глинистых пород с прослоями углей, формирование которых происходило на фоне постепенной морской трансгрессии с севера. Таким образом, в подстилающих пахомовскую пачку отложениях наблюдается постепенный фациальный переход от континентальных отложений на юге к переходным и мелководно-морским — на севере (см. рисунок). Седиментационно-диагенетическое минералообразование в них развито незначительно: в континентальных литофациях

присутствует пелитоморфный сидерит, в переходных и морских — тонко- и мелкокристаллический пирит и единичные глобулы глауконита. Независимо от фациальной принадлежности отложений, в незначительных количествах встречается лейкоксен, анатаз.

Пахомовская пачка выделена в основании васюганского стратиграфического горизонта (верхи верхнего бата-оксфорд). Нижняя ее граница изохронная, соответствует верхам верхнего бата, верхняя скользит до верхов среднего–низов верхнего келловея. На нижележащих отложениях пачка часто залегает с видимыми следами размыва. Пахомовская пачка представлена слабо сортированными глинистыми песчаниками и алевролитами желтовато-, буровато- и зеленовато-серого цвета, часто интенсивно биотурбированными, с рострами белемнитов, раковинами морских двустворок и фораминиферами. Для них характерен обширный спектр и большие масштабы проявления седиментационно-диагенетического минералообразования. Обычно в значительных количествах, вплоть до пороодообразующих концентраций, присутствует кальцит, сидерит и пирит (см. рисунок). Достаточно часто встречаются единичные глобулы глауконита, отдельные прослои с карбонатными оолитами. Широкое распространение минералов железа обеспечивает не только необычный внешний облик и хорошее визуальное распознавание пахомов-



Схема строения бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири, распределение в них основных аутигенных минералов и модель миграции береговой линии в бат-позднеюрском седиментационном бассейне с позиций тектоно-седиментационной модели.

Условные обозначения: 1 — морские глинистые отложения; 2 — морские алевро-песчаные отложения; 3 — пахомовская и барабинская пачки; 4 — континентальные алеврито-глинистые и алеврито-песчаные отложения; 5 — угли; 6 — прогрессивный и регрессивный осадочные циклы. Миграция береговой линии: 7 — миграционные регрессии-трансгрессии; 8 — событийные трансгрессии; Т — трансгрессия; Р — регрессия; Т_{м1} — позднеюменская миграционная трансгрессия, Р_{м1} — ранневасюганская миграционная регрессия, Т_{м2}² — поздневасюганская миграционная трансгрессия, Р_{м2}¹ — георгиевская миграционная регрессия, Т_{с2} и Т_{с3} — келловейская и кимериджская событийные трансгрессии»

ской пачки в керне, но и ее высокую удельную электропроводность, которая отражается на каротажных диаграммах в виде резких высоких индукционных пиков. Пахомовская пачка почти повсеместно распространена в центральных районах Западной Сибири. В краевых частях бассейна, в районах распространения татарской и наунакской свит она обычно отсутствует. Наиболее южной скважиной, где зафиксировано присутствие пачки, является Рифтовая-1, пробуренная на севере Новосибирской области. В северном направлении, начиная примерно с Южно-Надымской мегамоноклизы, пачка выделяется по палеонтологическим и геофизическим признакам, но уже не имеет столь ярко выраженных минералогических и текстурных отличий.

Пахомовская пачка повсеместно перекрывается аргиллитами нижневасюганской подсвиты, абалакской, даниловской и точинской свит, обычно тонкоотмученными, часто с двустворками и аммонитами, сформировавшимися в относительно глубоководных морских условиях. Из минеральных индикаторов условий седиментогенеза в них распространены только пирит. Начиная примерно с верхов верхнего келловей—низов оксфорда в разрезах васюганского горизонта появляются признаки проградации пляжево-баровых систем со стороны южного, юго-восточного и восточного обрамления Западно-Сибирского бассейна. В результате произошло формирование серии алевроито-песчаных пластов верхневасюганской и нижнесиговской подсвит, имеющих преимущественно прибрежно-морской и мелководно-морской генезис. В юго-восточной и центральной части бассейна эта серия имеет отчетливое регрессивно-трансгрессивное строение, в средней части верхневасюганской подсвиты (верхи нижнего—низы среднего оксфорда) присутствует так называемая межугольная пачка, сформировавшаяся преимущественно в континентальных и переходных условиях и сложенная чередованием алевроито-песчаных, глинистых и углистых пород. Комплекс седиментационно-диагенетических минералов васюганского горизонта по своим количественным характеристикам и составу принципиально не отличается от малышевского горизонта. В морских и переходных отложениях встречается пирит, в редких случаях — единичные глобулы глауконита. В континентальных и переходных литофациях часто в относительно небольших количествах присутствует сидерит. В виде прослоев и конкреций неравномерно распространены кальцит, от тонко- до крупнокристаллического. Особенно характерно развитие кальцитового цемента в верхних песчаных пластах васюганской свиты, которые, кроме того, часто насыщены крупными карбонатными раковинами реофильной фауны.

Барабинская пачка (пласт Ю₁⁰) залегает выше, в основании георгиевского стратиграфического горизонта. Нижняя граница пачки изохронная, соответствует середине верхнего оксфорда, верхняя скользит вплоть до верхов нижнего кимериджа. На подстилающих отложениях пачка часто залегает с видимыми в керне следами размыва,

при этом стратиграфическое несогласие, по разным данным, может достигать в объеме двух и более подъярусов. Пачка представлена песчаниками и алевролитами зеленовато-серыми, темно-зелеными, плохо сортированными, глинистыми, глауконитовыми, часто биотурбированными, иногда пиритизированными, карбонатизированными, с фосфатом. Характерно большое количество белемнитов, реже двустворок и аммонитов. Как и в пахомовской пачке, для них свойственен широкий спектр и масштабы проявления аутигенного минералообразования. Обычно в значительных количествах, вплоть до породообразующих концентраций, присутствует глауконит, кальцит, сидерит и пирит (рисунок). Как и пахомовская, барабинская пачка отчетливо распознается по пику индукционного каротажа. Перекрывается барабинская пачка также обычно глинистыми отложениями: это георгиевская, марьяновская свиты, верхнеабалакская и верхнеданиловская подсвиты и др. Лишь в Тазо-Хетском фациальном районе пачка разделяет глинисто-алеврито-песчаную сиговскую свиту на две подсвиты.

В настоящее время среди специалистов господствуют представления о трансгрессивно-регрессивной истории развития Западно-Сибирского бассейна в бат-верхнеюрское время. Подстилающие отложения тюменской свиты рассматриваются как регрессивные, а вышележащий васюганский горизонт сформировался в результате обширной бореальной трансгрессии, начавшейся во второй половине позднего бата. Трансгрессивной пачкой считается пласт Ю₂⁰, обладающий рядом характерных свойств и охватывающий возрастной интервал до трех подъярусов. В составе верхневасюганской подсвиты установлены подугольная регрессивная и надугольная трансгрессивная толщи. Перекрывающие осадки георгиевской свиты сформировались в результате новой обширной трансгрессии.

Вместе с тем, в сложившихся построениях имеется ряд скрытых противоречий, которым уделяется мало внимания. Прежде всего, не совсем ясным остается последовательность трансгрессий и регрессий в интервале васюганского горизонта вместе с непосредственно подстилающими и перекрывающими его отложениями. Новейшими исследованиями установлено, что верхняя часть тюменской свиты не является регрессивной. Здесь имела место трансгрессия, аналогичная надугольной в составе васюганского горизонта. Таким образом, васюганская трансгрессия развивалась непосредственно после поздне тюменской. Аналогичная ситуация складывалась и в конце оксфорда, когда вслед за надугольной трансгрессией следовала георгиевская. Получается так, что при переходе от одного горизонта к другому одна трансгрессия развивалась вслед за другой, являясь как бы ее продолжением. С этой точки зрения становится непонятным происхождение регионально выдержанных границ горизонтов и характер площадного распространения базальных пластов. «Трансгрессивная» фаза в основании васюганского горизонта фиксируется только в вертикальном ряду

фаций в виде пахомовской и барабинской пачек. Нет никаких свидетельств площадной миграции береговой линии, т. е. возрастного скольжения подошвы горизонта. Кроме того, пахомовская пачка фиксируется только в нижней части горизонта и не повторяется в верхней части васюганской трансгрессивно-регрессивной серии в «отраженном» виде, как этого можно было бы ожидать, исходя из модели простого цикла колебаний уровня моря. Вместе с тем, надугольная трансгрессивная серия в верхней части васюганской свиты характеризуется обратным соотношением: латеральное скольжение пластов имеет место, а слои, подобные Ю₂⁰, здесь отсутствуют.

Не находит объяснения с точки зрения традиционных представлений и тот факт, что континентальные разрезы васюганского горизонта представлены прогрессивным осадочным циклом (песчаники внизу, а глины вверху), а морские — регрессивным (глины внизу, песчаники вверху), и они должны каким-то образом переходить друг в друга по простиранию. Латеральное сопоставление разновозрастных циклитов было показано в работе [1], однако объяснения этому феномену предложено не было. Иногда смена в разрезе глинистых отложений нижневасюганской подсвиты на песчаные верхней интерпретируется как результат активизации процессов эрозии в области сноса, однако это объяснение неправомерно, поскольку континентальные фации показывают непрерывное сокращение сноса в течение всего цикла.

В настоящей работе формирование бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири рассматривается с позиций тектоно-седиментационной модели. Позднемалышевское время характеризуется выровненным рельефом в области сноса, дефицитным балансом материала в береговой зоне, и, как следствие, развитием постепенной (миграционной) трансгрессии, которая отчетливо фиксируется детальными седиментационными исследованиями горизонта Ю₂ в Широком Приобье. Тем не менее область распространения морских фаций не достигала тех пределов, с которых началось затем накопление морских осадков нижневасюганской подсвиты.

На рубеже малышевского и васюганского времени произошли крупные региональные и межрегиональные перестройки структурного плана территории, обусловленные быстрыми поднятиями в области сноса на юге Сибирской платформы и опусканиями в Западно-Сибирском осадочном бассейне, которые привели к резкой «скачкообразной» трансгрессии, практически мгновенной в масштабе геологического времени. Резкое увеличение площади морского бассейна, «омоложение» рельефа и возникновение новых барьеров на континенте привело к увеличению количества атмосферных осадков и водности рек. Совместное действие тектонического и климатического факторов привело к возникновению импульса водного и твердого стока. Импульс имеет асимметричный характер: в начале сток резко возрастает, затем постепенно сокращается в течение всего цикла.

Механизм образования импульсов стока в общем виде рассмотрен в работе [2]. При впадении рек в морской бассейн происходило торможение флювиальных потоков, твердые частицы в массовом количестве осаждались в устьевых зонах речных систем. При этом тонкий глинистый материал усваивался бассейном и перераспределялся по шельфу быстрее, нежели песчано-алевритовые осадки, которые тормозились и накапливались вдоль береговой линии, формируя под воздействием приливно-отливных и волновых процессов пляжи, баровые постройки и другие прибрежно-морские геоморфологические единицы. В результате резкого увеличения привноса в морской бассейн осветленной пресной речной воды формировался пикноклин. В современной океанологии под эти термином понимается скачок плотности воды, обусловленный изменениями температуры и/или солености морских вод [3]. В интервале глубин, отвечающих скачку плотности воды, резко возрастает биопродуктивность, поскольку оседающие сверху частицы планктона «плавают» на поверхности пикноклина. Планктон привлекает остальных обитателей моря. В тех участках, где пикноклин выходит на морское дно, во-первых, происходит расцвет бентосных организмов, а во-вторых, формируются своеобразные аутигенные компоненты донных осадков (глауконит, фосфоритовые конкреции и т. д.). Наконец, на поверхности раздела слоев воды с разной плотностью образуются внутренние волны, что в местах выхода пикноклина на дно приводит к размыву донных осадков вплоть до полной их эрозии. Это выражается в соответствующих седиментологических признаках. Иными словами, формируется полный комплекс свойств осадков и биоценозов, характерный для ультрамелководных фаций, но на существенных глубинах. Полный набор таких признаков характерен для пахомовской и барабинской пачек. Такая модель объясняет синхронность границ горизонтов, широкое распространение пахомовской и барабинской пачек, в том числе и на тех участках, которые задолго до наступления событийных трансгрессий были затоплены морем и др.

Подводя итог, можно сформулировать следующие характерные признаки «пикноклиновых» пачек, сформированных в самом начале тектоно-климатических фаз. Состав: «мусорные» плохосортированные глинисто-песчано-алевритовые породы. Часто в породообразующих концентрациях присутствует кальцит, пирит, сидерит и глауконит. Текстура: характерна мелко- и крупнокомковатая текстура, образованная интенсивной биотурбацией осадка. Среди идентифицируемых ихнофоссилий наиболее распространены Skolithos. Реликты первичной слоистости и слойчатости, наличие внутренних эрозионных поверхностей указывает на переменчиво-активный гидродинамический режим осадконакопления. Органические остатки: многочисленные рostrы белемнитов, в меньшей степени распространены реофильные двустворки, нередко наблюдаемые в прижизненных захоронениях. Иногда в небольших количествах встречаются

мелкие и крупные углефицированные остатки растительности, явно претерпевшие перенос. Минеральные включения: характерны различные минералы железа: карбонаты, сульфиды, алюмосиликаты, которые образуют мелкие и крупные конкреции, примазки. Встречены карбонатные строматолиты, оолиты, онколиты, бактериальные формы фосфоритов [4].

Литература

1. Карогодин Ю. Н., Гайдебурова Е. А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазоносных бас-

сейнов (по комплексу промыслово-геофизических данных). Новосибирск: Наука, 1985. 112 с.

2. 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.

3. Емельянов Е. М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

4. Занин Ю. Н., Эдер В. Г., Замирайлова А. Г. Бактериальные формы в глауконитах из верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Геол. и геофизика, 2004. Т. 45. № 6. С. 774—777.

ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЗРЕЗЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА

И. В. Бигун

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург; *bollun@rambler.ru*

Процессы окремнения являются сложно трактуемой проблемой в литологии. Формы проявления окремнений позволяют предполагать, что механизмы окремнения могут быть различными, и что их диагностика проливает свет на литогенетическую историю осадочных толщ.

Кремнистые породы и отдельные кремневые образования морфологически могут быть представлены несколькими типами. Различают следующие геологические формы кремневых тел: пластовую, желваковую и конкреционную, возникающую в постседиментационные стадии — в диагенезе или катагенезе [1].

Конкреционные кремни, как халцедоновые и кварцевые, так и более редкие опаловые и кристаллитовые, встречаются главным образом в карбонатных породах всех возрастов (Вишняков, 1953; Бушинский, 1958; Казанский, 1987; Казаринов, Казанский 1969; Справочник, 1983), реже в кремневых, песчаных фосфатных и еще более редко в глинистых [2].

Нами были изучены отложения нижнего карбона, которые занимают обширную территорию северо-западного крыла Московской синеклизы. Изучаемые отложения стратиграфически относятся к серпуховскому ярусу, тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам (местные стратиграфические подразделения — ровненская, понеретская и угловская свиты). Район работ включал разрезы преимущественно карбонатных пород в долине р. Мста. Для этих пород характерны кремнистые образования различной морфологии. Карбонатные породы представлены биоморфными известняками и доломитами с большим количеством разнообразной фауны. Мощность карбонатных пачек от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, окраска от светло-серых до буровато-коричневых.

Выделено пять типов кремнистых образований (см. таблицу): кремнистые конкреции трубчатой округлой формы (тип А), кремнистые мелкопластовые и крупнолинзовидные образования (тип В), кремнистые конкреции линзовидной формы (тип С), окремнение кристаллических доломитов (тип D), «корковое» окремнение биоморфных карбонатов (тип Е).

Тип А. В кремнистых образованиях типа трубчатых кремнистых конкреций выделяется несколько микроструктурных видов, хотя макроскопические формы конкреций одинаковы. Структуры кон-

креций варьируют в зависимости от вещественно-структурных особенностей вмещающих пород: от микрозернистой до среднезернистой по биоморфным остаткам. Вероятно, первые более ранние, чем вторые.






Тип В. Структурные особенности кремнистых мелкопластовых и линзовидных образований существенно отличаются от трубчатых. Наиболее хорошо определяемой структурой данного типа является полукристаллический кремень, почти нацело состоящий из халцедона. На контакте с вмещающими породами проявлена еще одна структура — окремненные биоморфные остатки, а также частичное окремнение микритовых известняков.

Тип С. Конкреции неправильной формы представляют собой полукристаллические образования существенно халцедонового состава, халцедон занимает почти 80 % от всей породы, остальную часть (15—20 %) занимают замещенные кварцем участки биоморфных остатков. Набор окремненных биоморфных компонентов аналогичен вмещающим карбонатным породам. Окремнение детрита, по видимому, могло начаться еще в не литифицированном осадке. Меньшая степень кристалличности кремнезема цемента свидетельствует о его более позднем проявлении по сравнению с окремнением первично известкового детрита. В целом подобный характер окремнения может быть связан с раннедиагенетическими процессами и продолжен на более поздних стадиях литогенеза.

Тип D. Окремненные кристаллические карбонатные породы характеризуется микритовой структурой доломита, как основного компонента в породе. Проявлены поры доломитизации, которые частично или полностью заполнены кварцем. Микритовая структура доломита указывает на его раннюю природу. Заполняющий эти поры кварц образовался уже после формирования микритового доломита.

Тип Е. Окремнение по биоморфным остаткам, «корковое» по раковинам. Основная структурная особенность окремнения — это сплошное халцедон-кварцевое окремнение по детриту. Состав детрита такой же как и во вмещающих карбонатных породах. Характер окремнения проявлен разнообразно: наблюдаются сферические агрегаты, раскристаллизованные до халцедона, частично, но в меньшей степени, до кварца. Данный тип окремнения свидетельствует о более позднем формировании псевдоморфоз преимущественно по биоморфным известнякам.

Типизация и характеристика кремнистых образований в разрезах серпуховского яруса долины р. Мста

Типы кремнистых образований	Фото	Приуроченность в разрезе	Характерные особенности	Размеры, мощность
Конкреции трубчатые округлой формы (А)		Трубки располагаются в кровле биоморфного известняка с обилием обломков раковин брахиопод, двустворчатых моллюсков, криноидей	Белая корка, на срезе – зональные, меняют окраску от светлой на темно-серую от периферии к центру, либо цвет однороден	От 3–4 до 20–25 см в длину, от 1.5 до 15–18 см в диаметре
Мелкопластовые и крупнолинзовидные кремнистые образования (В)		В кровле пачек плотных доломитов; обычно наблюдается чередование данных пачек в низах разрезов	Кремни зональные, окраска распределена неравномерно. Пачки чередуются, выше по разрезу слои кремней сменяются линзами и трубками с зональным строением	От 1.5–2 до 20–25 см
Конкреции неправильной «линзовидной формы» (С)		Крупно-среднеплитчатые плотные карбонатные пачки (доломиты), в кровле которых линзы кремней	В виде линз, крупных выделений причудливой формы, вытянутые, цилиндрические. На срезе зональные, окраска темнеет от периферии к центру, снаружи покрыты белой коркой	Линзы до 20–30 см в длину, до 10–15 см в ширину
Окремнение кристаллических доломитовых пород (D)		Выше пачек биоморфных известняков с остатками кораллов и брахиопод, в кровле которых «сидят» трубчатые разновидности кремней	Окремнение по плотным доломитам, при откалывании характерный запах гари. Цвет пачки серо-синий с серо-белыми пятнами. В кровле пачек трубки кремней с зональной структурой	Мощность пачки 0.35–1.62 м
Окремнение биоморфных карбонатных пород, «корковое» по раковинам (Е)		В кровле пачек биоморфных известняков с обломками раковин брахиопод	Окремнение корковое по раковинам брахиопод, раскристаллизация до халцедон-кварца. Пачки этих окремненных пород резко сменяют собственно карбонатные породы	Кремнистые корки могут покрывать значительные поверхности — от нескольких см до м. Собственно окремнение карбонатных пород имеет мощность до 1.25 м

Можно предположить, что основными источниками кремнезема в карбонатной толще серпуховского яруса были остатки кремневых организмов и тонкая каолинистая взвесь. И те и другие компоненты, растворяясь при повышении щелочности среды, могли формировать раствор с последующим осаждением в виде кремнистого цемента или конкреций. При этом не исключается дополнительное перераспределение кремнезема на более

поздних стадиях (катагенез) в уже литифицированных породах.

Литераура

Кузнецов В. Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.

Фролов В. Т. Литология. Кн. 1. Учеб. пособие. М.: МГУ, 1992. 336 с.

ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЙ СЕЛАДОНИТОПОДОБНЫЙ ГЛАУКОНИТ В ИХНОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ (ПАЛЕОГЕН, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Ю. О. Гаврилов, Е. В. Щепетова

Геологический институт РАН, Москва

gavrilov@ginras.ru

В разрезе глинисто-карбонатных палеоэоценовых отложений Южного Дагестана (р. Рубасчай) выделяется ипрская толща (40 м) светлых карбонатных песчаников с тонкой полого-волнистой слоистостью (слойки до 1 мм). Слоистость обусловлена неравномерным распределением силикатного обломочного материала, представленного кварцем (до 75—80 %) с примесью полевых шпатов (до 10 %) и биогенного шлама, сложенного, в основном, остатками известковых и кремневых микроорганизмов. В песчаниках рассеяны мелкие глобулы глауконита (до 10 %), размерность которых (0.1—0.2 мм) близка размерности породообразующих обломочных компонентов. Песчаники сцементированы микрокристаллическим кальцитом (с примесью анкерита), тонкие трещинки выполнены волокнистыми выделениями халцедона.

На нескольких уровнях в песчаниках обнаружены необычные биогенные образования: плотные кремнистые желваки линзовидной формы (длиной 20—25 см, высотой 4—5 см), окрашенные в охристо-желтые тона, в радиальных направлениях от них расходятся довольно длинные (до 30—40 см) узкие (до 1 см) ходы, выполненные минеральной массой темно-зеленого цвета (см. рисунок, а). По морфологии и размерам эти образования обнаруживают близкое сходство с ихноструктурами *Phoebichnus trochoides*, установленными в юрских песчаниках Восточной Гренландии [8]. Они были интерпретированы как жилые камеры ракообразных с отходящими от них «туннелями», по которым осуществлялось движение животного в окружающий осадок и обратно. Наиболее заметно восточно-гренландские и южно-дагестанские биогенные структуры различаются по характеру фоссилизации. В первом случае центральное ядро и отходящие от него ходы сохранили свой первоначальный объемный облик и заполнены тем же материалом, что и окружающий осадок (о присутствии какой-либо аутигенной минерализации авторы не сообщают). В нашем случае ихноструктуры были существенно деформированы в процессе уплотнения отложений и выполнены аутигенными минеральными новообразованиями.

Микроскопическое изучение внутренней структуры желваков показывает, что они представляют собой скопления микрокопролитов, которые замещены кремнеземом и пропитаны тонкодисперсными сульфидами железа, подчеркивающими тонкие детали строения этих специфических биогенных компонентов. Особенности копролитов (см. рисунок, б) — цилиндрическая форма с 4 «дренажными» каналами [2, 7], позволяет достаточно уверенно относить их к продуктам жизнедеятельности десятиногих раков (Crustacean, Decapoda). Соответ-

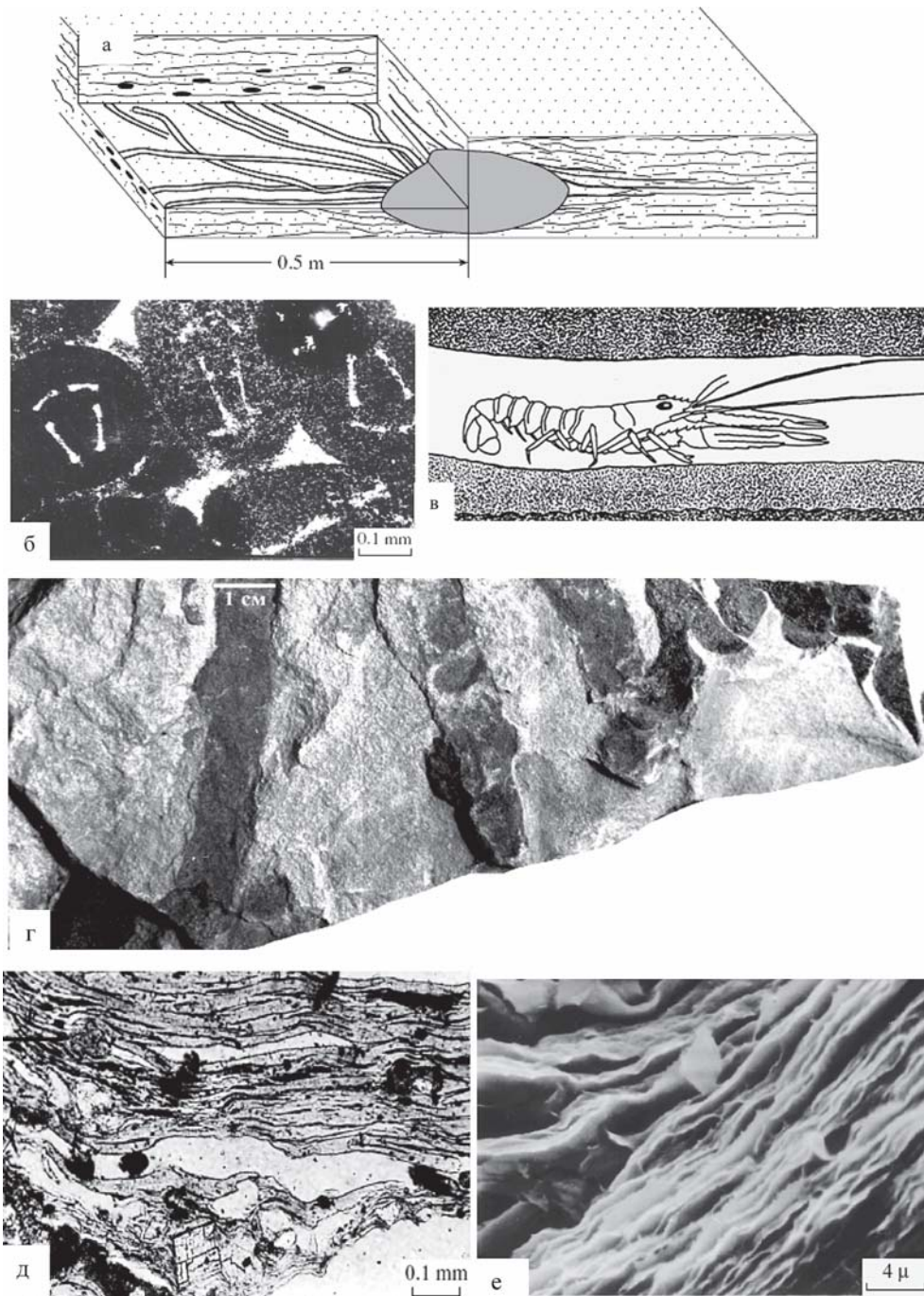
ственно, образование биогенных структур и приуроченных к ним скоплений копролитов в ипрских песчаниках Южного Дагестана следует рассматривать как результат деятельности этих животных (см. рисунок, в).

В ходах десятиногих раков некоторыми исследователями отмечалось появление зеленых минералов, которые (без изучения их состава) относились к глаукониту [8 и др.]. Морфологические и структурные особенности обнаруженных нами в ходах аутигенных минералов (см. рисунок, г), не совсем обычны для глауконитов, но являются достаточно типоморфными для селадонитов, в связи с чем было проведено специально исследование их состава в сравнении с глауконитом из вмещающих песчаников.

В прозрачных шлифах темно-зеленые аутигенные минералы выглядят как пластинчатые слюдоподобные образования (см. рисунок, д), они конформно огибают зерна вмещающей породы, но иногда включают в себя некоторые ее компоненты — кристаллики кальцита, зерна кварца и глобулярного глауконита. Глауконит вмещающих песчаников представлен округлыми изометричными или слегка удлинёнными ярко-зелеными зернами, в шлифах они характеризуются однородной микроагрегатной внутренней структурой.

Исследования в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) показали, что характерная пластинчато-параллельная структура выполняющих ходы темно-зеленых минералов прослеживается и на микроуровне. Толщина пластинок составляет десятые доли мкм, они практически непрерывно протягиваются в пределах зон наблюдения и измеряются десятками мкм; при наслоении пластинки довольно плотно прилегают друг к другу (см. рисунок, е). По данным [9] подобный облик микрокристаллитов является типичным для селадонитов. У глобулярных глауконитов из вмещающих песчаников в СЭМ в большинстве случаев обнаруживается однородная структура, образованная хаотичным срастанием тончайших (<1 мкм) изометричных слегка изогнутых чешуек, собранных в розетковидные и веерообразные микроагрегаты. Подобная структура является весьма типичной для глобулярных глауконитов и неоднократно описывалась в многочисленных публикациях.

По характеру дифракционной картины в природном состоянии пластинчатый минерал наиболее близок слюдам с повышенным содержанием Fe. Смещение первого базального рефлекса в область малых углов ($d_{001} = 10.5—10.7 \text{ \AA}$) и связанное с этим нарушение целочисленности серии базальных отражений указывает на присутствие в структуре минерала разбухающих межслоев. При сравнении с теор-



Диagenетическое минералообразование в ихногенных структурах (палеоген, Южный Дагестан):

а — схематическое изображение ихногенной структуры; б — копролиты из кремнистой линзы — центрального «ядра» ихногенной структуры; в — реконструкция поведения десятиногих раков в песчаном осадке по [8]; г — фрагмент ихноструктуры с ходами, выполненными темно-зелеными аутигенными минералами; д — пластинчатый (селадонитоподобный) глауконит в прозрачных шлифах; е — пластинчатый (селадонитоподобный) глауконит в СЭМ

ретически рассчитанными для смешанослойных образований слюда-сметит дифракционными картинками [5], установлено близкое соответствие изученного минерала смешанослойной фазе диоктаэдрической слюда-сметит с содержанием разбухающих слоев 10—15 % при факторе ближнего порядка $S = 3$, свидетельствующем о высокой степени упорядоченности чередования слюдяных и сметитовых слоев при данном их процентном соотношении. Дифракционная картина, полученная от ориентированного препарата фракции песчаника, обогащенной темно-зелеными глобулами, соответствует смеси кварца и высокожелезистой слюды с

$d_{001} = 10.0$ Е. При насыщении препарата этиленгликолем наблюдается весьма незначительное смещение первого базального рефлекса до $d_{001} = 9.98$ Е, что свидетельствует об отсутствии разбухающих слоев в структуре минерала и позволяет относить его к слюдам.

В химическом составе исследованных аутигенных минералов установлено высокое содержание калия (5.41—8.99 % K_2O), а железо заметно преобладает над алюминием (11.78—20.68 % $FeO + Fe_2O_3$ и 5.43—10.18 % Al_2O_3). Это позволяет относить их к семейству железистых диоктаэдрических слюд (глауконитов $K(R^{3+}_{1.33} R^{2+}_{0.67})(Si_{3.67} Al_{0.33})O_{10}(OH)_2$ и

селадонитов $K(Mg, Fe^{3+})(Si_4O_{10})(OH)_2$. Однако в пластинчатом минерале содержание кремнекислоты, определенное как методом объемного силикатного анализа (53.32 % SiO_2), так и при микронзондировании (53.36—54.55 % SiO_2) является весьма высоким. Расчет кристаллохимической формулы ($K_{0.50}Na_{0.03}Ca_{0.11}(Al_{0.6}Fe^{+3}_{0.77}Fe^{+2}_{0.09}Mg_{0.51})_{1.97}(Si_{3.90}Al^{+4}_{0.1})_4$) приводит к 3.90 ф. е. Si^{+4} , что значительно превышает значения, характерные для типичного глауконита и указывает на более близкое соответствие пластинчатого минерала селадониту, который характеризуется более высокой степенью заселения тетраэдрических позиций кремнием (3.8—4.0 ф. е. Si^{+4} по [3, 4]). В пользу селадонита свидетельствует также заметное обогащение пластинчатого минерала магнием.

С другой стороны, соотношение Fe и Al в составе пластинчатого минерала является более типичным для глауконитов. Селадониты, как правило, более железистые, а содержание в них алюминия является более низким (16—28 % $Fe_2O_3 + FeO$ и 0.5—6.0 % Al_2O_3 по [9, 10]). Некоторый дефицит калия (5.41—6.25 % K_2O) в пластинчатом минерале связан, по-видимому, с присутствием разбухающих межслоев в его структуре, что является весьма распространенным среди глауконитов. Для селадонитов, в свою очередь, более характерны высокие содержания калия — до 7.69—9.89 % K_2O по [9], а образование смешанослойных фаз не является типичным. Параметр b элементарной ячейки пластинчатого минерала составляет 9.072 Е (электронографический метод), что более близко соответствует глаукониту и является несколько повышенным, хотя и не запрещенным для селадонита [3, 6]. Учитывая все приведенные данные, следует, по-видимому, относить исследуемый темно-зеленый пластинчатый минерал к необычной (селадонитоподобной) разновидности глауконита, существенно обогащенной Si и Mg.

По сравнению с пластинчатыми разновидностями глауконита, глобулярные сильнее обогащены калием (до 7.31—8.99 % по сравнению с 6.05—6.25 % K_2O в пластинчатых разновидностях), при этом подавляющее большинство исследованных образцов содержат >8 % K_2O , что соответствует слюдам и согласуется с дифракционными характеристиками. Заметно более высоким является содержание железа в глобулях (16.72—20.68 % FeO по сравнению с 13.57—15.27 % FeO в пластинчатых разновидностях); при этом содержание алюминия в глобулярных и пластинчатых образцах оказывается в большинстве случаев близким. Обращают внимание на пониженное содержание кремния в глобулях (51.23—52.76 % по сравнению с 53.97—54.55 % SiO_2 в пластинчатом минерале). Для них характерны также более низкие содержания магния (4.03—5.06 % MgO по сравнению с 5.13—5.16 % MgO в пластинчатом минерале). В целом, химический состав глобулярных минералов, содержащихся в песчаниках, типичен для глауконитов, что согласуется также с более ранними данными [1] по глобулярным глауконитам из нижнеэоценовых отложений Южного Дагестана.

Пластинчатая разновидность глауконита из ходов илоедов в сравнении с глобулярной, оказывает

ся существенно менее железистой и одновременно более высоко обогащенной кремнием и магнием; обнаруживает явно выраженную тенденцию к смешаннослойности, сопровождающуюся значительно более низким содержанием калия.

Полученные результаты прежде всего свидетельствуют о том, что в ипрских песчаниках Южного Дагестана активно протекали процессы диагенетического минералообразования. И хотя в настоящее время в отложениях почти отсутствует органическое вещество (ОВ), в свежесформированном осадке оно, по-видимому, присутствовало, захороняясь вместе с многочисленными раковинками карбонатных и кремневых организмов. Однако обстановка накопления песчаников — относительно мелководье, переувлажнение осадков вследствие довольно неспокойных гидродинамических условий (на что указывает повсеместно прослеживаемая пологая косая слоистость), биотурбация — способствовала быстрому разрушению ОВ и существованию в осадках слабовосстановительных обстановок, в которых сформировались мелкие зерна глобулярного глауконита. Последний, если и подвергался после своего образования переувлажнению (на это может указывать его тяготение к слойкам терригенного материала, а не биогенного шлама), но в ограниченных масштабах и с незначительным перемещением осадочного материала.

Вместе с тем, локально, внутри описанных биогенных структур, течение диагенетических процессов заметно усиливалось по сравнению с общим фоном, вследствие повышенного содержания реакционного ОВ в скапливающихся продуктах жизнедеятельности инфавны. Масса копролитов, скапливавшихся в центральных частях ихноструктур, была метасоматически замещена кремнеземом и образовалась кремневая линза с обильной сульфидной минерализацией, свидетельствующей о протекавших здесь активных сульфат-редукционных процессах. Ходы десятиногих раков, отходящие от центральной камеры, оставались не заполненными вмещающим осадком. Стенки ходов-трубочек были покрыты органической массой, выделяемой организмами во время их передвижения в осадках (копролитов в ходах нет), в то время как иловые воды песчаников были обогащены многими химическими компонентами, в том числе, биогенным SiO_2 — продуктом растворения диатомей и радиолярий, катионами, высвобождавшимися при метасоматическом замещении карбонатом полевых шпатов из терригенной составляющей осадка и др. **Присутствие органической массы в ходах обусловило создание в них специфических условий диагенеза — более восстановительных, чем в окружающей их среде. Диффузионный подток сюда веществ из иловых вод и локальные специфические условия способствовали образованию здесь необычных глауконитоподобных минералов.** В тех случаях, когда можно было наблюдать взаимоотношения глобулярного и пластинчатого минералов, было видно, что глобулярный глауконит облекается листочками пластинчатого, т. е. на первый взгляд можно было бы предположить заметную разницу во времени их образования. Вмес-

те с тем, и тот, и другой являются продуктами диагенетических процессов. Разница же между ними заключается в том, что судьба глобулярного глауконита могла быть многоэтапной — после образования в раннем диагенезе — в верхних слоях осадка — он мог вовлекаться в перемыв и выступал уже в качестве «терригенного» минерала. Пластинчатый глауконит также был сформирован в диагенезе в биогенных структурах внутри осадка, но не подвергался в дальнейшем перемыву.

В результате проведенных исследований выяснено, что в толще ипрских карбонатных песчаников Южного Дагестана (р. Рубасчай), одновременно присутствуют две разновидности глауконитовых минералов, различающиеся морфологией выделений, химическим составом и характером взаимоотношений с вмещающей породой. Необычные пластинчатые (селадонитоподобные) выделения высококремнистого, обогащенного магнием и относительно низкожелезистого глауконита локализованы в крупных ихногенных структурах, залегающих в осадке и их аутигенное происхождение *in situ* не вызывает сомнений.

Литература

1. Бунин Г. Г. Исследование структурных и кристаллохимических особенностей глауконитов Дагестана в связи с определением абсолютного возраста // Материа-

лы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала: Даг. уч.-пед. изд-во, 1968. С. 172—179.

2. Вялов О. С. Фавреины (копролиты ракообразных) из тулона низовой р. Амударьи // Палеонтологический сборник, 1978. Вып. 15. С. 58—67.

3. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 177 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 465).

4. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железомagneзиальных слюд (глаукониты, селадониты) // Литол. и полез. ископаемые, 1986. № 5. С. 19—33.

5. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

6. Липкина М. И., Дриц В. А., Ципурский С. И. и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря / Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 10. С. 92—108.

7. Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 321 с.

8. Bromley R. G., Asgaard U. Notes on Greenland Trace Fossils // Geol. Surv. Greenland, 1972. Rep. № 49. 30 pp.

9. Buckley H. A., Bevan J. A., Brown K. M., Johnson L. R. Glauconite and celadonite: two separate mineral species // Miner. Mag., 1978. V. 42. P. 373—402.

10. Odin G. S., Fullagar P. D. Geological significance of the glaucony facies // Marine Clays. Amsterdam: Elsevier, 1988. P. 295—332.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ КРЕМНЕЙ В КАРБОНАТАХ ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ХР. НУРАТАУ И МАЛЬГУЗАР)

А. Д. Гончар

ГП НПЦ Госкомгеологии Узбекистана, Ташкент
npcgeolblag@mail.ru

С палеозойским этапом геологической истории Южного Тянь-Шаня связано широкое развитие процессов карбонатакопления, достигшее максимума в девоне и карбоне. Это было обусловлено длительным существованием в регионе в условиях теплого климата обширного морского бассейна. Однако подобные обстановки существовали и ранее, что нашло отражение в накоплении значительных по мощности карбонатных толщ т. н. богамбирской свиты. Ее отложения развиты на северном склоне хр. Северное Нуратау, имея только тектонические контакты с вмещающими терригенными толщами ордовика, силура и эффузивами девона. На облик свиты повлияло ее положение в зоне глубинного Предгорнонуратинского разлома, приведшее к динамометасоматическому преобразованию в приконтактовых частях карбонатов свиты в силициты. Процессы метасоматоза привели к мраморизации значительного объема карбонатов, обусловив, очевидно, перекристаллизацию органических остатков. Отсутствие находок фауны вызвало многолетние споры о возрасте свиты, в ходе которых отложения относились к возрастному интервалу от венда до силура. Даже сделанные автором в последние годы сборы многочисленных кораллов, отнесенные А. И. Кимом к кембро-ордовика, не смогли внести окончательное решение возрастной проблемы.

Несмотря на значительные преобразования состава карбонатов свиты, ее отложения сохранили многие черты первичного облика. По ним возможно выделение серых массивных рифогенных и, почти черных, тонкосреднеслоистых разностей, находящихся в сложном взаимоотношении. Частым компонентом карбонатов являются линзы, прослои серых, бурых и черных кремней. Иногда внутри кремневых линз присутствуют карбонаты. Доля прослоев местами достигает 2—3 на 1 м разреза, чаще 1—2 на 5 м. Форма кремневых включений довольно разнообразна, среди них преобладают линзовидные удлиненные (мощностью 5—10 см при протяженности до 5—10 м), караваеобразные и уплощенные (мощностью 20—50 см при протяженности 1—3 м), неправильной формы, иногда с ответвлениями от основного тела (размеры от первых см до нескольких десятков см). Границы кремневых включений четкие; отличаясь большей крепостью, чем вмещающие породы, в обнажениях включения несколько выступают из карбонатов. В свежем сколе кремни криптозернистые, без видимых органических остатков.

Н. М. Страхов [1, 2] источником кремнезема в карбонатных толщах считал остатки раковинного материала, полагая, что окраска подобных кремней

определяется степенью их насыщенности органическим веществом.

При изучении условий образования кремнистых тел в палеозойских известняках Урала [3] пришли к выводу о том, что обособление кремневых тел в карбонатном осадке происходит в стадию диагенеза, на ход которого влияют состав, дисперсность, форма и гидрофильность частиц, слагающих осадок. По мнению уральских геологов [3], несмотря на резкое отличие в морфологии, все кремнистые тела возникли в постседиментационную стадию формирования породы в результате перераспределения вещества, имевшегося в осадке в рассеянном виде. Источником первичного кремнезема они считали раковинный детрит, а рост морфологически разнообразных кремневых тел происходил конкреционному механизму. Указывают на тяготение пластообразных кремней, как правило, к толщам с тонкой слоистостью, отличающихся присутствием заметного количества глинистого материала. Наличие его в глинисто-карбонатной суспензии, определяло пластообразную форму залегания кремней.

На диагенетический характер образования отдельных кремневых прослоев в отложениях богамбирской свиты, указывает участие их в подводно-оползневых проявлениях совместно с нелитифицированным карбонатным осадком, что преимущественно наблюдается в разрезах на восточной части Богамбирской гряды; это косвенно указывает на ее расчлененный подводный рельеф. Для этапа диагенетических преобразований осадка характерны включения в карбонатах многослойных кремнистых конкреций округлой формы. Очевидно, что эти конкреции на первых стадиях своего формирования обладали определенной пластичностью, что способствовало при оползании послойному разворачиванию одной из них (см. рисунок). На пластичность геля кремнезема также указывает проявление крупной «инъекционной» дайки, выполненной черным кремнем, и внедрившейся в карбонаты богамбирской свиты снизу вверх.

Аналогичное сингенетично-диагенетическое происхождение имеют, по-видимому, маломощные прослои кремней и в карбонатах суялташской свиты, считающейся возрастным и фаціальным аналогом богамбирской свиты. Отложения имеют незначительное площадное развитие в бассейне сухого сая Карамгул (горы Койташ) и в хр. Итарка (западное окончание Мальгузара). Здесь преобладают отдельные шнуровидные прослои и линзы черных кремней, окремнению подвержены и крупные стромаболиты.



Как и на гр. Богамбир, все выходы суялташских карбонатов окаймлены тектоническими нарушениями, в зоне влияния которых карбонаты преобразованы в метасоматические кремни. При этом, чем дальше на юго-восток от Богамбира, тем слабее проявление этих разломов, достигая минимума в хр. Итарке. Здесь, на ее южном склоне, вторичные кремни отмечены в виде нескольких линзовидных тел мощностью до 10 м, еще менее они развиты на северном склоне (до 3—5 м). Несмотря на полное замещение карбонатов кремнем, нередко сохраняются признаки их первичного тонкого переслаивания.

В разрезе Итарки преобладают массивные темные доломитизированные карбонаты, в рельефе образующие крупные куполовидные формы, характерные для рифовых построек. В бассейне сая Дульдуй в нескольких обнажениях наблюдается несогласное налегание на рифогенные карбонаты тонкослоистых разностей, по наличию слепков ряби и косой перекрестной слойчатости отнесенных нами к образованиям волноприбойного фациального пояса. В них отмечены включения отдельных комков светло-серых, почти белых, кремней размером до 20 см. Возможно, что они попали во вмещающие отложения под влиянием волновых процессов из более глубоких участков бассейна. Пластичность геля кремния способствовала в ходе переноса включений приданию им форм, близких к округлым, с вмятинами на поверхности.

Выводы

На примере изучения карбонатных разрезов богамбирской и суялташской свит верхнего рифея (?), развитых в горах Северного Нуратау и Мальгузара, делается предположение о широком развитии сингенетично-диагенетических по происхождению кремнистых прослоев, линз и конкреций. Пластичность геля кремнезема обуславливает различную их морфологию, способствуя формированию «инъекционных даек» и участию в оползневых процессах в одновозрастных карбонатах. Значительно реже отмечаются проявления переотложения геля кремня в мелководные участки бассейна из более глубоких его зон.

Наиболее широкое развитие в изученных разрезах получили различные по мощности пачки, прослои силицитов, обязанные своему формированию динамометасоматическим (эпигенетическим) процессам переработки отложений в зонах мощных разломов.

Литература

1. *Страхов Н. М.* Доманиковская фация Южного Урала. М., 1939. 122 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер. Вып. 16. № 6).
2. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. (Закономерности состава и размещения гумидных отложений). М.: АН СССР, 1960. Т. 2. 574 с.
3. *Смирнов Г. А., Федорова Г. Г., Пумянский А. М.* Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах // Литол. и полез. ископаемые, 1969. № 3. С. 119—125.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЦЕНА И СРЕДНЕГО ЗОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЦЧР

Д. А. Дмитриев

Воронежский государственный университет, Воронеж

dmitgeol@yandex.ru

Кремнистые породы (трепела, опоки и диатомиты) на территории Воронежской антеклизы имеют относительно узкую стратиграфическую приуроченность к образованиям меловой и палеогеновых систем.

Вопрос о генезисе и литологическом составе кремнистых пород юго-востока Центрально-Черноземного района (ЦЧР) в кайнозойских отложениях до последнего момента оставался не совсем ясным. Новые данные позволяют уточнить генезис рассматриваемых отложений. Объектом исследований являлись глинистые породы верхнего палеоцена (сумская свита) и среднего эоцена (киевская свита), развитые на юго-востоке ЦЧР.

Наиболее древними отложениями кайнозойской эры на территории ЦЧР, после глобальной эпохи пенеппленизации, являются породы сумской свиты, развитые локально на юго-востоке. Представлены они на большей части своего развития преимущественно глинистыми литотипами, фациально замещаясь в сторону выклинивания свиты (на северо-запад) алевропесчаными породами. Породы имеют алевро-органогенно-пелитовый состав. Основная пелитовая масса сложена преимущественно глинистыми минералами — монтмориллонитом с незначительной примесью гидрослюда и каолинита. В составе пелитового вещества встречаются цеолиты группы гейландит-клиноптилолита, а также минеральные формы кремнезема, представленные кварцем и опал-тридимит-кристаллитом. Органогенная часть породы, содержание которой составляет до 35 %, представлена преимущественно створками диатомей хорошей сохранности с цельнораковинным строением. Преобладают в основном колониальные, реже встречаются одиночные скорлупки. Диатомовые относятся к виду *Melosira silcata* var. *sibirica* Grun. Также отмечаются одиночные скорлупки дисковидной формы, относимые к виду *Coscinodiscus Hustedtii* Jouse. К органогенной части породы относятся и единичные включения спикул губок. Все перечисленные организмы относятся к кремнистым и имеют опаловый состав стенок. Широко развито замещение диатомей глинистым материалом с сохранением реликтов створок. Алевритовый материал, содержание которого не превышает 15—20 %, представлен кварцем с подчиненным количеством глауконита и слюды [1].

По данным ИК спектроскопии в силицитах сумской свиты преобладает опал; тридимит находится в подчиненном количестве.

Породы киевской свиты имеют широкое распространение в центральной и южной частях Воронежской антеклизы. В пределах Калачской возвышенности породы имеют алевро-органогенно-пелитовый состав. Основная пелитовая часть породы,

доля которой по разрезу меняется от 70 до 40 %, представлена преимущественно глинистыми минералами с преобладанием монтмориллонита и незначительным присутствием гидрослюда и каолинита. В пелитовой фракции в незначительных количествах фиксируется также кварц, кремнистое вещество (опал-кристаллит-тридимит) и полевые шпаты. Органогенная часть породы, содержание которой изменяется по разрезу от 20 до 50 %, представлена скелетами в основном створками диатомей и имеет органогенно-обломочное строение. Наибольшие концентрации органогенной части сосредоточены в центральной части разреза. Преобладают отдельные скорлупки дисковидной и серповидной формы, а колониальные формы диатомей крайне редки. Характерно разнообразие видов диатомовых, среди которых доминирует р. *Coscinodiscus*, в незначительных количествах отмечается вид *Melosira silcata* var. *sibirica* Grun. Помимо диатомей, часто отмечаются спикулы губок игольчатой формы. Иногда встречаются одиночные скелеты радиолярий сферической формы с концентрическим внутренним строением. Алевритовый материал, количество которого доходит до 20 %, сложен преимущественно кварцем с незначительной примесью глауконита и слюды [1].

По данным ИКС, в силицитах киевской свиты также преобладает опал. Иногда наблюдаются слабые рефлексы, характерные для тридимита.

Формирование образований сумской свиты происходило в прибрежно-морских фациальных обстановках, хотя в некоторых случаях осадконакопление происходило на глубине до 100 м. Диатомитовые глины киевской свиты формировались в мелководно-морских условиях на глубинах до 200 м [1, 2, 3]. Особую роль в образовании кремнистых пород, помимо фациальных условий, следует отнести постдиагенетическим процессам, интенсивность которых сильнее проявлена в сумских образованиях.

Образования сумской свиты на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы представлены глиной диатомовой. На электронно-микроскопических снимках кремнезем представлен двумя разновидностями — органогенным и глобулярным, при резком преобладании первого. В минеральном составе доминирует опал с незначительной примесью тридимита.

Наложенные процессы, выраженные в растворении створок диатомовых водорослей и появлении глобуль слабой кристаллизации, затронули породу на начальной стадии. Многие скелеты теряют органогенную структуру и выделяются по реликтам. Органические остатки хорошей сохранности представлены, как правило, колониальными диатомитами.

Киевская свита эоцена также представлена глиной диатомовой, местами содержащей прослой глины спонголитовой. Кремнезем представлен опалом, слагающим скелеты организмов. Тридимит присутствует только в следовых количествах. Количество кремнистых организмов значительно превосходит их содержания в сумских отложениях. Постдиагенетическими преобразованиями порода практически не затронута.

Верхнепалеоценовые и среднеэоценовые кремнистые породы различаются по морфологическим особенностям минералов свободного кремнезема и их составу. Различные формы минералов

кремнезема могут указывать на генезис кремнистых пород.

Литература

1. *Дмитриев Д. А., Жабин А. В.* Силициты палеоцена и среднего эоцена юго-востока ЦЧР // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология, 2010. № 1. С. 60—65.

2. *Семенов В. П.* Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965. 278 с.

3. *Шевырев Л. Т., Савко А. Д., Шишов А. В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. Воронеж: ВГУ, 2004. 191 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 25).

ГЁТИТ-ГИДРОГЁТИТОВЫЕ И ФОСФАТНЫЕ МИКРОКОНКРЕЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

А. В. Зайцев

Геологический факультет Московского государственного университета
им. М. В. Ломоносова, Москва; alz@geol.msu.ru

Под микроконкрециями в настоящей работе понимаются чечевицеобразные гётит-гидрогётитовые и фосфатные стяжения, размером 0.5—2 мм, с концентрической структурой [1], распространенные на отдельных стратиграфических уровнях. В нижнесреднеордовикских отложениях северо-запада Русской плиты благодаря своей четкой стратиграфической приуроченности, эти уровни издавна использовались для корреляции ордовикских отложений Прибалтики [5, 6, 9, 10].

Гётит-гидрогётитовые микроконкреции в области Балтийско-Ладожского глинта развиты на трех стратиграфических интервалах: 1) в падаской пачке (кровля трилобитовой зоны *A. lepidurus*, запад Ленинградской области и Северной Эстонии; 2) внутри зоны *A. expansus* (силлаоруская свита); в интервале трилобитовой зоны *A. «ganiceps»*—*A. striatus*. В азериских отложениях гётит-гидрогётитовые микроконкреции встречены в разрезе Мишина гора (Псковская обл., [3]). В ряде разрезов северо-запада Эстонии они часто встречаются вместе с фосфатными микроконкрециями [6, 8]. По данным Л. Пылма [7] к югу от приглинтовой области Эстонии микроконкреций становится меньше, они имеют менее зрелый облик, а в Южной Эстонии полностью отсутствуют.

Фосфатные микроконкреции распространены менее широко, чем гётит-гидрогётитовые, преимущественно на северо-западе Эстонии и встречаются наряду с гётит-гидрогётитовыми в отложениях кундаского и азериского горизонтов. Морфологически фосфатные микроконкреции идентичны гётит-гидрогётитовым и представлены чечевицеобразными сероватыми, желтоватыми, реже буроватыми образованиями, размером 0.5—1.0 мм. Нередки также микроконкреции смешанного фосфатно-гётитового состава, нередко инкрустированные, или содержащие в себе примесь пирита.

В центральной и восточной частях Северо-Эстонского глинта они также присутствуют в верхах вокаской пачки силлаоруской свиты. Как верно замечено Л. Пылма, франколитовые оолиты формируют верхнюю часть интервалов с микроконкрециями, реже, наряду с гётитовыми слагают большую часть интервала, что более характерно для ряда западных разрезов. Фосфатные микроконкреции в кундаско-азериском интервале отсутствуют в центральной и южной Эстонии, хотя и появляются там стратиграфически выше [7]. Размеры фосфатных микроконкреций, как правило, несколько меньше, чем гётит-гидрогётитовых, но они имеют более «зрелый» вид.

Гётит-гидрогётитовые микроконкреции в изученном интервале разреза впервые в зрелом виде наблюдаются в вокаской пачке силлаоруской свиты западнее С.-Петербурга и в Эстонии. В средней части Ладожского глинта они появляются в основании силлаоруской свиты, а на востоке Ладожского глинта (рр. Волхов и Лынна) — только в основании трилобитовой зоны *A. «ganiceps»*—*A. striatus*, или вовсе отсутствуют [4]. Наиболее прачувствительные и высокозрелые микроконкреции приурочены к более глинистым и мелкозернистым разностям пород. Таковыми, например, являются глинистые вакстоуны лопухинской пачки силлаоруской свиты, а также породы оякюлаской пачки на северо-западе Эстонии. В случае увеличения биокластового материала микроконкреции приобретают менее «зрелый» облик и представлены продолговатыми стяжениями, часто без заметной концентрической структуры, что, например, характерно для низов синявинской и симанковской свит. Схожие образования присутствуют также в «толстеньком» пласте пачки «фризы» волховской свиты, но их образование здесь вероятно связано с окислением глауконитовых зерен.

В настоящей работе формирование микроконкреций рассматривается в связи с развитием обстановок ненакопления. Об образовании железистых микроконкреций в полулитифицированном осадке говорит формирование ими псевдоморфоз по биокластам (подобно глаукониту), а также наличие более поздних переходных образований, связанных с окислением глауконита. Это позволяет говорить о возможности свободного движения железа в осадке и развитии микроконкреций там, где окислительные условия преобладали над слабовосстановительными. Рост микроконкреций происходил в близповерхностном слое осадка на стадии раннего диагенеза, путем локализации окисного Fe^{3+} вокруг биокластов иглокожих, реже брахиопод или других групп фауны. В качестве источника Fe^{3+} могли выступать триоктаэдрические слюды типа биотита, в этом случае железо поступало в бассейн уже в свободной форме вместе с глинистым материалом кор выветривания. Другим источником Fe^{3+} могли служить минералы группы иллита, либо хлориты, подвергавшиеся разрушению и гидратации уже в субаквальных условиях. В дальнейшем происходило окисление железа и локализация его в виде гётит-гидрогётитовых образований. Так как образование гётит-гидрогётитовых микроконкреций происходило внутри осадка, то важным фактором является проницаемость осадка, и, как следствие — степень во-

дообмена поровых вод с внешней средой. Наиболее «зрелые» и крупные микроконкреции приурочены к более глинистым разностям пород. Известно, что благодаря своему минеральному составу, глинистые породы являются слабопроницаемыми, поэтому водообмен поровых вод с внешней средой сильно затруднен и практически не происходит. Такие осадки могут обогащаться органическим веществом (ОВ) за счет захороненной в них органики. В другом случае, когда осадок представлен карбонатным обломочным материалом, его пористость выше и, как следствие, концентрация растворенного ОВ в поровых водах значительно меньше. В таких условиях формирование микроконкреций как правило, не происходит, в отдельных случаях в таких системах могут образовываться немногочисленные «железистые» стяжения, приуроченные к трещинам, ожелезнение глинистого шлейфа флазерных текстур, слабая импрегнация биокластов и биотурбаций гидроокислами Fe, или рост глауконита.

Наличие геохимического барьера является необходимым условием для образования микроконкреций. В подавляющем большинстве случаев таким барьером служит граница «старого» и «нового» осадка. Именно поэтому в большинстве случаев формирование «оолитов» приурочено к поверхностям твердого дна (ТД) и биотурбациям. Морфология микроконкреций, а также их положение в породе в большинстве случаев исключает их переотложение и перемыв, а также подвергает сомнению модель их формирования при участии активных гидродинамических процессов.

Другим важнейшим фактором, необходимым для образования микроконкреций, следует считать время субаквальной экспозиции осадка. Несмотря на то, что слюдястые минералы, служившие основным источником железа, поступали в бассейн уже в сильно разрушенном виде, в морских условиях происходило их дальнейшее разрушение и высвобождение дополнительного железа. Об этом свидетельствует отсутствие обломков кристаллов и присутствие в ограниченном количестве на ряде стратиграфических уровней эолового кварца и каолинита — типичного гипергенного минерала.

Таким образом, механизм извлечения Fe^{3+} был следующим: 1) из кор выветривания в бассейн поступали триоктаэдрические слюды типа биотита, а также гидрослюды и хлориты, которые в условиях замедленной седиментации и субаквальной экспозиции подвергались длительной деградации, с образованием смешанослойных минералов; 2) в процессе разрушения из смешанослойных образований извлекалось закисное железо, путем катионного обмена с придонными и поровыми водами, в результате чего часть железа замещалась магнием, обладающим высокой реакционной способностью. Одновременно поступала новая порция осадка, в результате чего в условиях закрытой или полузакрытой системы происходило насыщение поровых вод ОВ, происходило уменьшение pH среды, дальнейшее окисление извлеченного Fe^{2+} до трехвалентной формы и перевод его в вид коллоидного раствора; 3) на локальных геохимических барьерах (биотурба-

ция, биокласты) происходило образование гётит-гидрогётитовых микроконкреций, либо импрегнация ТД или биотурбаций.

Фосфатные микроконкреции. В изученных отложениях фосфатизация проявлена тремя основными способами: 1) фосфатизацией биокластов; 2) фосфатной, или «железисто-фосфатной» импрегнацией ТД; 3) образованием фосфоритовых галек; 4) формированием франколитовых (фторапатитовых) раннедиагенетических микроконкреций (часто с примесью гётита).

Существует несколько гипотез накопления фосфатов, среди которых «бактериальная» и гипотеза «железисто-фосфатного конвейера». По Г. Н. Батурину [2] ее суть заключается в том, что «...находящиеся в придонной воде гидроксиды железа сорбируют растворенный фосфор и поступают на дно. Будучи погребенными в осадке, они восстанавливаются и освобождают фосфор, восстановленное железо диффундирует в воду и захватывает новую порцию фосфора...». Таким образом, с точки зрения данной гипотезы можно принять механизм извлечения фосфора из морской воды окислами железа, которое поступало из смешанослойных минералов в процессе деградации терригенных слюд, а также за счет катионного обмена с морской водой, и затем окислялось. Часть восстановленного железа затем вновь окислялась и локализовалась вокруг таких окислительных центров, как биокласты бентосных организмов, богатых ОВ, попутно повторно захватывая с собой часть фосфора. Однако для работы этой модели необходима достаточная аэрация воды, видимо поэтому фосфатные микроконкреции приурочены преимущественно к более мелководным фациям.

Кроме образования микроконкреций фосфаты часто импрегнируют ТД. Особенно ярко это выражено в разрезах запада Ленинградской области, а также на всем протяжении Северо-Эстонского глинта. В разрезах западнее г. Таллинна даже можно наблюдать фосфоритовые гальки, приуроченные к фосфатизированным поверхностям ТД. На востоке Северной Эстонии и на западе Ленинградской области во многих случаях импрегнация ТД носит фосфатно-железистый характер.

Для образования фосфатизированных поверхностей ТД существует другая гипотеза, предложенная К. Фёлми и Р. Гаррисоном (по: [2]), согласно которой фосфор поступает в осадок из придонной воды при помощи диффузионного процесса посредством придонных течений. По предположению авторов гипотезы в этом случае скорость формирования фосфатного слоя может достигать 0.01 мм/тыс. лет.

Обе описанные модели фосфатообразования несомненно заслуживают пристального внимания и не исключено, что они могут работать в комплексе, т. к. наличие придонных течений в ордовикских отложениях Прибалтики весьма вероятно.

В современном океане фосфаты накапливаются на континентальных окраинах южной Африки, Перу, Чили, на востоке Австралии, у побережья Мексики. Все из перечисленных районов обладают

следующими особенностями: 1) в той или иной степени развитым апвеллингом, что приводит к обогащению прибрежных вод биогенными элементами, в том числе и фосфором; 2) наличием периодических заморов фауны.

Формирование фосфатных стяжений в современных морях происходит близ раздела вода/дно из насыщенных поровых вод, сначала в виде полужидкого геля, который затем литифицируется и обогащается фосфором. При этом литификация происходит достаточно быстро, в течение нескольких лет. Инициализация процесса фосфатонакопления в данном случае провоцируется диффузией в осадок CO_2 , щелочность среды падает и фосфаты могут выпасть из раствора [2].

Подобные обстановки можно предполагать для кундаского горизонта, где встречаются массовые скопления остатков головоногих. К этим же уровням приурочены гнезда сульфидов, а западнее фосфатные проявления.

С учетом вышеизложенных моделей формирования микроконкреций, а также того, что в указанном интервале разреза гётит-гидрогётитовые микроконкреции имеют более широкое площадное распространение, в том числе в более глубоководных отложениях Средней и Южной Эстонии, можно предполагать более мелководный характер формирования франколитовых микроконкреций, чем гётитовых. Вероятно, формирование фосфатных микроконкреций контролировалось периодически апвеллингами, либо временными передвижениями холодных водных масс внутри бассейна.

Литература

1. Атлас конкреций. Л.: Недра, 1988. 323 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 340).
2. Батурин Г. Н. Гипотезы фосфогенеза и океанская среда // Литология и полезные ископаемые, 1999. № 5. С. 451—472.
3. Дронов А. В. Разрез ордовикских отложений Мишиногорского карьера // Ордовикское плато (к 100-летию со дня рождения Б. П. Асаткина. Науч. чтен. по геологии ордовика Ленинградской области). М.: Воентехиздат, 2004. С. 68—85.
4. Иванцов А. Ю. Мельникова Л. М. Волховский и кундаский горизонты ордовика и характеристика трилобитов и остракод на р. Волхов (Ленинградская область) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 47—63.
5. Ламанский В. В. Древнейшие слои силурийских отложений России. СПб., 1905. 203 с. (Тр. геологич. комитета. Нов. сер. Вып. 20).
6. Орвику К. К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН Эстонск. ССР, 1960. № 5. С. 45—79.
7. Пылма Л. Сравнительная литология карбонатных пород ордовика северной и средней Прибалтики. Таллинн: Валгус, 1982. 146 с.
8. Meidla T., Ainsaar L., Tinn O. Volkhov Stage in North Estonia and sea level changes // Proc. Eston. Acad. Sci. Geology. 1998. Vol. 47. P. 141—157.
9. Orviku K. Lithologie der Tallina-Serie (Ordovizium, Estland) I. / Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu. Tartu, 1940. 249 pp.
10. Schmidt F. B. Revision der Ostbaltischen Silurischen Trilobiten // Mem. Acad. Sci., Ser. VII. 1881. T. 30. № 1. S. 1—237.

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный
nnzinchuk@rambler.ru

На Сибирской платформе перспективными для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов являются мезозойские осадочные толщи, наиболее детально изученные нами в пределах Мало-Ботуобинского алмазоносного района территориально тяготеющего к центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба. В разрезе мезозойских терригенных отложений этой территории выделяются континентальные иреляхская (T_3-J_{ir}) и укугутская ($J_{\mu k}$) свиты, а также прибрежно-морские и морские образования плинсбахского (J_p) и тоарского (J_t) ярусов.

Иреляхские отложения сформированы в начале мощного мезозойского этапа осадконакопления в западной части Вилуйской синеклизы и по ним обычно восстанавливают историю заложения и развития этих структур. Эти образования сохранились от размыва в виде различной формы останцов в центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба и на его бортах. Наиболее полные разрезы свиты изучены нами во впадинах доиреляхского рельефа, где они сложены глинистыми алевролитами, песчано-алевритистыми глинами с прослоями песков и линзами гравелитов, галечников, углистых глин и буроугольного угля. Зачастую это типичные озерные и озерно-болотные осадки с обилием аутигенного пирита и сидерита. Цвет их в основном серый, зеленовато-бурый, реже бурый. На севере региона, в пределах траппового плато, в иреляхском разрезе доминируют слабо отсортированные породы (преимущественно пролювиально-делювиальные фации), состоящие из сильно выветрелых обломков долеритов, гравия и гальки кварц-кремнистых пород, сцементированных глинистым материалом. Залегают иреляхская свита (мощности которой в центральной части Ангаро-Вилуйского прогиба достигают до 100 м) на эродированной поверхности терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, образований трапповой формации пермо-триаса и с размывом перекрывается терригенными толщами укугутской свиты.

Отложения **укугутской свиты** наиболее широко развиты в Мало-Ботуобинском районе, где в верхнем течении р. Малая Ботуобия установлены наиболее полные её разрезы. Залегают здесь свита с размывом на терригенно-карбонатных породах или кластических отложениях иреляхской свиты, а иногда и на породах трапповой формации. Здесь укугутская свита разделяется на три пачки: нижнюю (преимущественно сложенную галечниками и разнозернистыми песками), среднюю (преимущественно песчанистую с прослоями алевролитов) и верхнюю (преимущественно сложенную алевролитами, глинами с прожилками песков).

Плинсбахские отложения представлены карикским и домерским подярусами, сложенными преимущественно континентальными и прибрежно-морскими образованиями. В основании разрезов карикского яруса (30—50 м) залегают серые и зеленовато-серые пески с прослоями глин и алевролитов с линзами плотных известковистых песчаников. В основании домерского подяруса (до 50 м) также повсеместно наблюдается базальный слой галечников, конгломератов и грубозернистых песков, достигающих иногда мощности до 5 м. Верхняя часть разреза обычно сложена тонкозернистыми песками, алевритами и глинами.

Тоарские отложения представлены темно-серыми и темно-бурыми глинистыми алевролитами и глинами, часто известковистыми (иногда алевритистыми) с линзами и прослоями глинистых известняков, содержащими обильную фауну (пелициподы, белемниты и др.) и микрофауну (различные виды фораминифер и остракод).

Вещественный состав мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов Якутии, а также их фациальные особенности формирования, позволяют утверждать, что осадки, слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов.

Диагенетические процессы выразились, прежде всего, в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация, не достигшие в целом регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде. Одной из причин этого явилось, по-видимому, то, что мезозойские образования этого региона не опускались глубже в стратисферу, а залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому они не подверглись воздействию значительных давлений и температур. Диагенетические процессы отражены в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований, возникших на разных этапах литификации осадков. Наиболее широко развиты в мезозойских образованиях такие диагенетические минералы, как сидерит, пирит и гидроксиды железа. Заметно реже встречаются фосфаты, барит, гипс, цеолиты и глауконит. В процессе диагенеза возникла также некоторая (в целом незначительная) часть кремнистых и глинистых минералов. *Сидерит* широко развит в отложениях иреляхской свиты, где он встречен во всех раз-

ностях пород — от грубообломочных до пелитовых. Представлен он выделениями различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породе, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). Нередко сидерит образует цемент породы. Особенно много его в глинистых гравелитах иреляхской свиты, где он связан, вероятно, с более поздними гипергенными процессами. В породах других толщ мезозоя этого региона он встречается заметно реже. Сидерит, как известно, образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала ($E_h \approx 0$) при достаточно изменчивых величинах рН среды, т. е. относится ко второму этапу диагенеза — этапу восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом мезозойских отложений, можно считать, что он возник в осадках на глубинах, обеспечивающих его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы. Достаточно широко распространены в изученных мезозойских отложениях различные формы *пирита*. Он отмечен в виде мельчайших образований (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам и нередко как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент довольно часто присутствует в гравийно-песчаных породах, где создаёт крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит, по общему мнению, в условиях восстановительной среды ($E_h < 0$) при изменчивых значениях рН. Поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования. Несмотря на некоторое сходство условий образования в диагенезе сидерита и пирита, между ними существует чёткое различие. Их появление регулируется (при наличии в растворе Fe^{2+}) концентрациями сероводорода и углекислоты: для сидерита необходима углекислота, а среда может быть слабовосстановительной, нейтральной и даже слабоокислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода, т. е. в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Это обеспечивает определённое распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащённые сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако иногда они встречаются в существенных количествах и вместе. Всё это свидетельствует о преобладании в диагенезе мезозойских осадков восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохраняющимися в породах до сих пор в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослойков и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их CO_2 и, возможно, H_2S .

Заметно менее распространены в исследуемых отложениях минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диагенеза, в частности, с этапом **окислительного минералообразования**. Наиболее распространённые из них — минералы группы гидроксидов и оксидов железа — гётит, гидрөгётит, гематит, лимонитовые скопления и др. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами, образуя цемент в классических породах различных частей описываемого разреза. Особенно обогащены гидроксидами железа породы иреляхской свиты на участке Лимонитовый, где они местами пропитывают породы, придавая им охристую окраску. Вероятнее всего, в образовании гидроксидов железа в этом случае большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа в мезозойских осадочных толщах нами встречены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты. *Фосфаты* представлены коллофановыми выделениями, образующими местами цементирующую массу на небольших участках породы. Намного реже в мезозойских отложениях встречается сложный фосфат типа божикита, однако существенного значения эти минералы не играют. *Барит*, довольно часто встречающийся в тяжёлых фракциях пород иреляхской свиты, представлен мелкими зёрнами (обычно без следов огранки) и составляет иногда значительную часть тяжёлой фракции. Обычно минерал распределён в поровом пространстве обломочных пород и лишь изредка цементирует их небольшие участки. Такое расположение барита указывает на его аутигенное (диагенетическое) происхождение. Образование барита наиболее вероятно в раннем диагенезе в период, пока иловые растворы содержали SO_4^{2-} , т. е. до начала редукции сульфатов — одного из процессов восстановительного минералообразования. С этапом окислительного минералообразования связано также возникновение *глауконита* (особенно в отложениях укугутской свиты). Учитывая, что он возникает обычно в морских осадках, а исследуемые образования в основном континентального происхождения, нам представляется, что диагенетический глауконит для этих пород малохарактерен. В породах плинсбахского и тоарского ярусов, морское происхождение которых доказано, могло происходить образование и аутигенного глауконита. Нередко в кластических и глинистых породах в значительном количестве встречаются *цеолиты* типа *гейландита*, образующие мелкие кристаллики, которые обрастают обломки полевых шпатов и даже слагают часть цемента породы. Цеолиты, как известно, являются широко распространёнными аутигенными минералами в современных глубоководных океанических отложениях, где они локализованы в верхнем слое осадков вместе с железомарганцевыми конкрециями и другими образованиями, свойственными этапу окислительного минералообразования раннего диагенеза. Можно считать, что цеолиты, богатые водой (в том числе и гейландит), характерны для этого типа диагенеза. Однако в изученных отложе-

ниях некоторая часть цеолитов (особенно в цементе пород) могла возникнуть при воздействии гидротерм на определённые участки разреза. К диагенетическим образованиям относится несомненно небольшая часть *глинистых минералов*. Как показали наши более ранние исследования, основная масса глинистых частиц в мезозойских породах имеет аллотигенное происхождение. Однако аутигенный генезис определённой части глинистых минералов за счёт развития их по обломкам полевых шпатов, эффузивных и пирокластических пород, не вызывает сомнения. Среди них следует отметить монтмориллонит, каолинит, метагаллуазит, хлориты (особенно развивающиеся по магнезиально-железистым слюдам). В диагенетических процессах продолжается образование смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований с различной тенденцией к упорядоченности слагающих их пакетов, а также пелитизация обломков эффузивных пород, характерных для мезозойских отложений. В этот же период при разрушении ильменита и других титанистых минералов могла возникать некоторая часть лейкоксеновых агрегатов.

Диагенетические превращения современных осадков завершаются этапом перераспределения аутигенных минералов и образованием конкреций. Эти процессы широко развиты в описываемых породах и продолжают в настоящее время. Конкрекции образуют сидерит и пирит, для других диагенетических минералов они не характерны. Сравнительно небольшие размеры основной части диагенетических конкреций в мезозойских породах указывают на продолжающееся развитие этого процесса. На данном этапе происходит изменение структурно-текстурных особенностей глинистых минералов в пелитовых породах и цементирующей массе, а также перекристаллизация карбонатного цемента с образованием характерных лучистых структур. Происходит также возникновение и перекристаллизация различных типов цемента: сидеритового, пиритового, железистого и более редких — цеолитового и баритового.

Большой интерес представляет вопрос о развитии в мезозойских породах **процессов катагенеза (эпигенеза)**. На наш взгляд, в этих породах нет следов таких изменений. Как известно, один из важнейших процессов катагенеза — уплотнение и литификация горных пород под воздействием повышенных давлений и температур. В настоящее время считается, что стадия раннего катагенеза начинается в породах на довольно значительных глубинах, которые определяются возрастом и геотермическим градиентом. Изученные нами породы залегают на глубинах, редко превышающих первые сотни метров, что исключает возможность развития в них активных катагенетических процессов. К этому же выводу приводит изучение фациальных особенностей (в том числе и структурно-текстурных) формирования различных типов пород, значительная часть которых в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевролиты, галеч-

ники и пр.). Глинистые породы практически всегда легко размокают в водной среде и лишь отдельные их прослои находятся в более уплотнённом состоянии. Кластические породы мезозойского возраста отличаются высокой пористостью, колеблющейся от 17.9 до 37.3 %. Средняя плотность песчано-алерито-глинистых образований изменяется в границах от 1.68 до 2.17 г/см³. Обломочный материал в них распределён довольно свободно, отчего развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного составов. Следовательно, такие породы не подвергались интенсивному сжатию. Кроме уплотнения, катагенезу свойственны такие процессы, как коррозия и растворение, регенерация, образование новых минералов из растворов или путем метасоматического замещения, преобразование кластических зерен и др., что не шибко характерно для изученных отложений. Всё это свидетельствует, что изученные нами мезозойские породы основных алмазоносных районов Якутии претерпели диагенетические изменения и находятся на стадии конкрециеобразования или протокатагенеза (по Н. Б. Вассоевичу). Катагенетические процессы в них слабо выражены. Это подтверждается результатами замеров отражательной способности витринита и определениями группового микрокомпонентного состава углей из мезозойских отложений региона.

Для отложений иреляхской свиты и карикского подъяруса Мало-Ботуобинского алмазоносного района довольно характерны угли (мощностью до 1 м) и углистые глины, часто встречаются слабоуглистые плотные глины с тонкими прослоями угля. Они имеют близкие значения отражательной способности витринита, но нередко — различный микрокомпонентный состав. Макроскопически мезозойские угли матовые, однородные с редкими полосками более блестящего угля. Цвет их буровато-чёрный, блеск тусклый, излом полураковистый. Макроскопически уголь клареновый с неоднородным, тонкопористым, мелкоагриговым раздробленным гелифицированным веществом желтовато-бурого цвета. Довольно часто наблюдаются тонкие (до 0.1—0.4 мм) прожилки витрена, как правило, трещиноватого. Атрит представлен мелкими комочками гелифицированного вещества, обрывками устойчивых коровых тканей (феллинит) и кsilовитренов. Фюзенизированные компоненты встречаются редко. Это мелкие линзы кsilовитрено-фюзена и фюзенизированный атрит. Липоидные компоненты представлены в основном кутикулами с неровными распылчатými краями и смолоподобными образованиями линзовидной формы. Минеральные примеси в угле представлены глинистым веществом. Кроме отмеченных диагенетических преобразований, отдельные мезозойские толщи несут чётко выраженные следы постседиментационного выветривания. Наиболее чётко это отмечается для базальных горизонтов иреляхской свиты, где широко развиты характерные «галечки» пелитизированных эффузивов и пирокластов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ПО РАЗРЕЗУ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СУРГУТСКОГО СВОДА

Г. А. Калмыков, Н. С. Балущкина

Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Москва; gera64@mail.ru

В терригенном разрезе Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна баженовская свита (БС) является уникальной толщей. Ее изучением занимаются палеонтологи, стратиграфы, седиментологи, геохимики и прежде всего нефтяники. Однако до сих пор, несмотря на столь активное и разностороннее изучение, не существует единого мнения о модели формирования БС.

Баженовские отложения распространены на территории свыше 1 млн км², а общая площадь юрско-мелового палеобассейна осадконакопления оценивается в 2 млн км² [1]. Отложения БС характеризуются крайней неоднородностью вещественного состава, морфологии пород и физических свойств по вертикали и латерали, что определяется локальными условиями седиментации и неравномерным развитием постседиментационных процессов.

На основании изучения пород баженовской свиты Сургутского свода, затрагивающих литологические, геохимические, петрофизические и геофизические аспекты изучения черносланцевых отложений, авторы выявили некоторые закономерности строения разрезов и предложили общую схему разделения толщи на интервалы.

Исследования были проведены на 200 образцах керна и включали стандартные определения фильтрационно-емкостных свойств пород, нейтронно-активационный анализ с целью измерения концентраций редких и естественных радиоактивных элементов; валовой рентгенофлуоресцентный анализ для измерения концентраций основных породообразующих и части рассеянных элементов; рентгенофазовый анализ для оценки массовых долей породообразующих минералов. Состав пород и взаимоотношение породообразующих компонентов изучался на керне, в шлифах под поляризационным и растровым электронным микроскопами. Анализ органического вещества проводился методом пироллиза на установке Rock-Eval.

Среди породообразующих компонентов выделяются следующие: кремнистый материал, глинистые минералы, кероген, карбонатные минералы (рис. 1).

Основным компонентом, служившим источником осадочного материала, являлся кремневый материал. Среди кремнистых разностей пород отмечаются радиоляриты, перекристаллизованные опоки. Содержание SiO₂ может достигать 90 % при среднем содержании 65 %. Кремнистые породы преобладают в средней части разреза БС.

Вторым компонентом, формировавшим первичный осадок, являлся органический материал. Массовая концентрация керогена, представляющего со-

бой немиграционную часть захороненного в осадке и впоследствии преобразованного в литогенезе органического вещества, достигает 25 %; средние содержания ОВ составляют 11 %. Количество керогена закономерно возрастает от подошвы к кровле.

Третьим компонентом, поступавшим в осадок, являлся глинистый материал (в среднем 11 %). Количество глинистой компоненты возрастает до 40 % и более при переходе к вмещающим отложениям подачимовской пачки (сверху) георгиевской свиты (снизу). В составе глинистых минералов установлены: гидрослюда (45 %), смешаннослойные (44 %), каолинит (11 %). В составе смешаннослойных образований, доля разбухающих пакетов не превышает 30 %. В прикровельной части свиты породы имеют смешанный преимущественно кремнисто-керогено-глинистый состав, а в приподошвенной части — кремнисто-глинистый.

Седиментационные карбонаты, образованные в результате растворения карбонатных раковин морских организмов (бухий, иноцерам и др.) практически отсутствуют. Кальцитизация с образованием конкреций и прослоев мощностью до 6 м является основным наложенным процессом. Все известняки вторичные, образованы путем частичного или полного замещения биогенных силицитов аутигенным кальцитом.

На изучаемой территории уровни максимальной карбонатизации пород четко прослеживаются во всех изученных разрезах и являются реперными горизонтами. Наиболее четко выделяемый в разрезе карбонатный пропласток разделяет баженовскую толщу на два интервала (рис. 2). Верхний интервал характеризуется повышенным содержанием органического вещества по сравнению с нижним. При этом вторичные известняки реперных горизонтов обеднены керогеном, концентрации которого могут составлять менее 1 %. Сходным образом распределя-

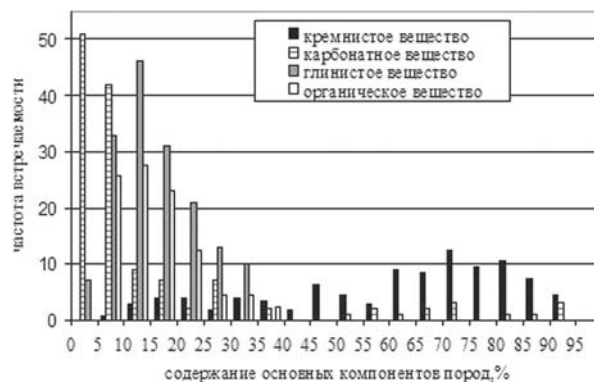


Рис. 1. Частота встречаемости основных компонентов в породах баженовской свиты

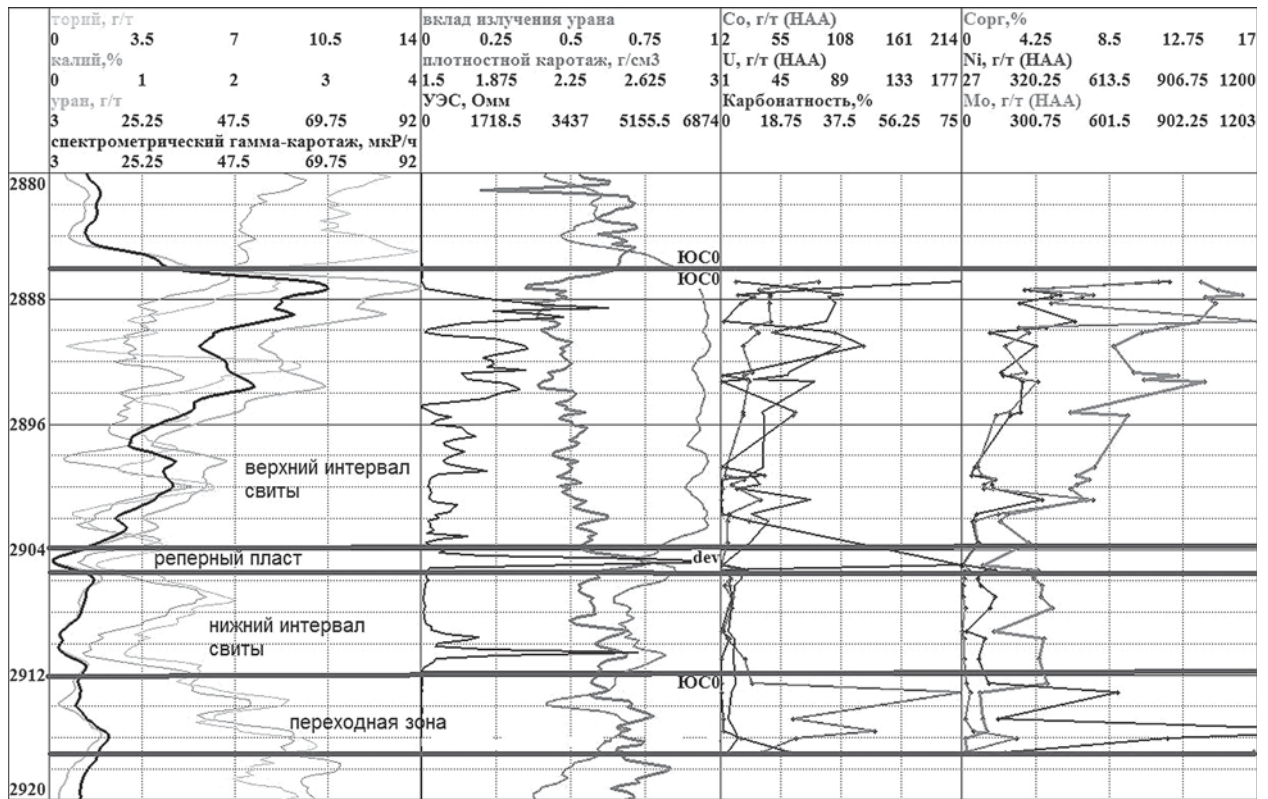


Рис. 2. Сводный геолого-геофизический планшет.

В первой колонке приведена шкала глубин. Во второй и третьей колонках приведены результаты спектрометрического гамма-каротажа, измеряющего концентрации тория, урана, калия; плотностного каротажа, измеряющего плотность пород; и бокового, измеряющего УЭС — удельное электрическое сопротивление. В четвертой и пятой колонках — результаты изучения образцов керна; Co, U, Ni, Mo — концентрации элементов; карбонатность — содержание карбонатных минералов в породе; C_{орг} — содержание органического углерода, измеренного при пиролизе

ются по разрезу также Fe, Co, Ni, Mo, Zn, U, Rb, As, Se, Cd: верхний интервал разреза свиты в несколько раз богаче этими элементами по сравнению с нижним, при этом карбонатизированные породы обеднены ими (рис. 2).

Детальное изучение распределений урана и его связи с компонентами пород показало, что на фоне повышенной концентрации керогена в породах верхнего интервала концентрации урана в самом органическом веществе возрастают на порядки: от кларковых в приподожвенных частях до первых процентов в прикровельных [2].

Распределения концентраций тория и калия по разрезу БС сходны, так как основным концентратом этих элементов выступают глинистые минералы (рис. 3).

Выводы

1. Состав пород баженовской свиты определяется соотношением биогенной и терригенной составляющих, а также степенью вторичной карбонатизации.
2. В течение всего баженовского времени преобладал процесс биогенного кремнеаккумуляции. Увеличение привноса терригенного глинистого материала происходило в начале и в конце баженовского цикла осадконакопления.
3. Постседиментационная карбонатизация пород приводила к возникновению «реперных» кар-

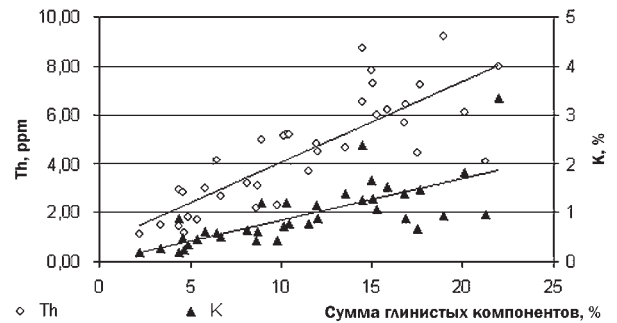


Рис. 3. Зависимость концентраций калия и тория от суммы глинистых минералов

бонатных прослоев значительной мощности. Эти прослои делят толщу БС на два интервала. В породах верхнего интервала по сравнению с нижним, содержится в несколько раз больше керогена и связанных с ним элементов-примесей, карбонатные прослои обеднены последними.

Литература

1. Брадучан Ю. В., Гурари Ф. Г., Захаров В. А. Баженовский горизонт западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
2. Калмыков Г. А., Балушкина Н. С., Алешин А. П., Глебова Н. К. Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода Западной Сибири // Вестник Моск. ун-та. Сер. Геология, 2009. № 1. С. 38—46.

МИНЕРАЛЫ ДВУОКИСИ КРЕМНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕКАЗАНСКОГО ПОДЪЯРУСА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Л. В. Леонова¹, А. А. Галеев², Э. А. Королёв², С. П. Главатских¹, А. А. Чурбанов²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *lvleonova@yandex.ru*

² Казанский государственный университет, Казань; *akhmet.galeev@ksu.ru*

Минералы двуокиси кремния нередко встречаются в биохемогенно-осадочных карбонатных породах, однако до настоящего времени остается дискуссионным вопрос о том, на каких стадиях литогенеза формировались эти минералы, и какие процессы могли быть причиной их локализации. Целесообразно решать эту проблему, изучая карбонатные породы тех регионов, где породы прошли только стадию диагенеза.

Модельными объектами для подобных исследований являются, в частности, верхнепермские карбонатные отложения, вскрытые на правом берегу реки Волги в пределах территории Республики Татарстан. Хотя здесь отмечаются брахиантиклинальные поднятия и небольшие складки, карбонатные отложения наследуют очертания древнего рельефа по кровле отложений верхнего девона [2]. Детальное изучение с применением современных физических методов исследования позволяет утверждать, что карбонатные толщи не были существенно изменены региональными процессами катагенеза [6]. Однако исследователи в разное время отмечали локальные изменения, связанные с внедрением углеводород-флюидных растворов по зонам разломов, приуроченным к брахиантиклинальным поднятиям (Сюкеевское, Камско-Устьинское, Красновидовское, Верхнеуслонское, Свияжское и др.) [2, 3].

В отложениях верхнеказанского подъяруса, доступных непосредственному наблюдению, минералы двуокиси кремния встречаются на нескольких стратиграфических уровнях приказанских, печинских, верхнеуслонских и морквашинских слоёв. По морфологическим особенностям, минеральному составу и взаимоотношению с вмещающими породами можно выделить первичную локализацию минералов SiO₂ и вторичную — переотложенную.

Первичной локализацией можно считать стратиформные обособления: опал-доломитовые, имеющие скорлуповатое строение (рис. 1, а); серые кремневые, как правило, шаровидного (рис. 1, б) или караваеобразного облика (рис. 1, в). Присутствуют также черные кремневые дискретные пласти (рис. 1, г) с фрагментарно или полностью сформированными шаровидными образованиями, на горизонтальном срезе которых наблюдается концентрическое строение (рис. 1, д). По взаимоотношению с вмещающей породой следует отметить прогибание микрослойков и обволакивание субстратом сформированного (или прекратившего рост внезапно) обособления, при этом наблюдается трассирование поверхностей напластования породы на фоне концентрической зональности. В черных и серых кремневых обособлениях минералами-хромофорами являются магнетит, маггемит и пирит ультра-

дисперсной размерности [4]. По простиранию слоёв они распространены на локальных участках, в плане образуя луга и проявляя зональность, обусловленную понижением содержания халцедоновой компоненты от центра к периферии.

Переотложенные минералы двуокиси кремния распространены лишь на некоторых участках, где нередко приурочены к описанным выше обособлениям и представлены агатом, халцедоном (рис. 1, е), щетками и кристаллами хрусталя, аметиста. В гипсах, несущих следы вторичных изменений, встречаются халцедоновые образования в виде бесформенных стяжений (рис. 1, ж), а также друзы и идиоморфные кристаллы специфических прорастаний ангидрита и кварца (рис. 1, з), установленные также в полостях доломитов, оставшихся, вероятно, после растворения гипсовых гнёзд.

Для детального изучения этих объектов (рис. 2) применялись методы порошковой рентгеновской дифрактометрии (установка ДРОН-2.0), электронного парамагнитного резонанса (спектрометр ЭПР-ПС100.Х с рабочей частотой 9.272 ГГц), а также сканирующий электронный микроскоп JSM-6390LV (JEOL). Работы выполнялись на кафедре минералогии и лаборатории физики минералов Казанского государственного университета и в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Высокоточный метод ЭПР позволяет установить присутствие остатков ископаемых органических веществ животного и растительного происхождения различной степени метаморфизованности, а также дефекты структур минералов кремнезема и карбонатов вмещающих пород, возникающие под действием ионизирующей радиации в природных (или лабораторных) условиях [5, 6]. В минералах двуокиси кремния наиболее распространены так называемые E-центры, связанные с вакансией кислорода. В карбонатах, непосредственно в процессе облучения, создаются в основном электронно-дырочные центры CO₃⁻, CO₃³⁻ и, частично CO₂⁻. Со временем избыточные заряды перераспределяются в системе примесных анионных дефектов с образованием более стабильных центров SO₂⁻, SO₃⁻, PO₂²⁻ (или PO₂⁰) и CO₂⁻, регистрируемых в карбонатах различного геологического возраста.

Отсюда следует, что идентичность радиационных центров, возникавших под влиянием общего радиационного фона во вмещающей породе и обособлениях, может указывать на близкое время формирования этих объектов. Если же минералы кристаллизовались в полостях уже консолидированной породы (при ином радиационном фоне), то дефекты либо будут отсутствовать, либо иметь иные характеристики [1].

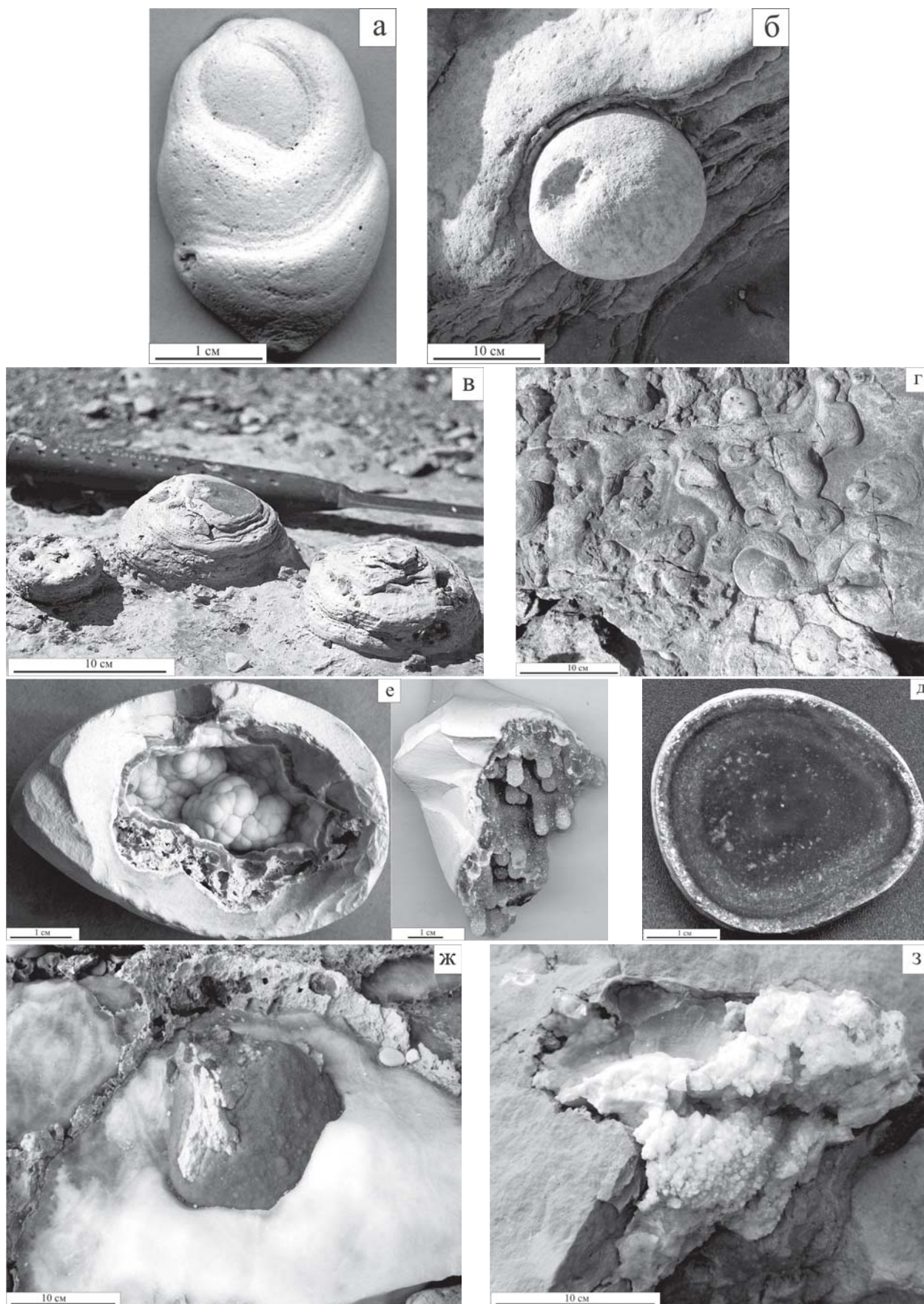


Рис. 1. Формы концентрации минералов двуокиси кремния в биохемогенно-осадочных доломитах верхнеказанского подъяруса (правый берег р. Волги, Татарстан):

а — опал-доломитовое обособление со скорлуповатым строением; б — шаровидное образование с черно-кремневой центральной частью; в — караваяобразное обособление, представленное серым кремнем; г — пластовые черные кремни с фрагментарно или полностью сформированными шаровидными обособлениями; д — горизонтальный срез черно-кремневого шаровидного объекта с концентрически расположенными сгустками халцедона; е — почковидный и натечный халцедон в полостях кремневых обособлений; ж — стяжения халцедонов в гипсах; з — друзы кварц-ангидритовой ассоциации минералов

Анализ результатов изучения образцов из нашей рабочей коллекции, приведенных в таблице, позволил установить ряд фактов. Так, на спектрах ЭПР проб из обособлений наблюдаются следующие радиационные центры: для кремней и опала характерен E'-центр, для доломитовой компоненты — SO_2^- , SO_3^- . Следует отметить, что доломит вмещающей породы имеет аналогичный набор дефектов. Также для этих проб (кроме пластовых черных кремней) характерны сигналы ЭПР углеродных радикалов, типичные для остатков ископаемых органических веществ животного происхождения, включая бактерий ($g = 2.0027$ и $\Delta H = 0.9$ Гс). В исследуемых образцах сигналы возникают только после лабораторного отжига до 600°C , что указывает на низкую степень метаморфизма фрагментов аминокислот, оставшихся после разложения белков организмов — строителей этих обособлений и первичных коллекторов SiO_2 .

Присутствие не только радиационных центров, но ещё и остатков слабо метаморфизованного органического вещества в минеральных матрицах изучаемых обособлений и пород свидетельствует о том, что они не подвергались существенным изменениям со времени формирования и, кроме того, само наличие дефектов одинаковой природы подчеркивает их близкое по времени образование.

Переотложенные минералы двуокиси кремния, судя по результатам анализа ЭПР, формировались в разное геологическое время. Так, в пробах халцедона и агата на спектрах ЭПР наблюдаются радиационные центры (E'), что, вероятно, обусловлено их отложением на ранних стадиях уплотнения осадка, но позже образования кремневых обособлений. Аналогичные дефекты характерны для проб из кристаллов ангидрит-кварцевой ассоциации, сформировавшихся примерно на той же стадии, что и халцедоны. Следует отметить, что изменение окраски и укрупнение кристалличности вмещающих гипсов

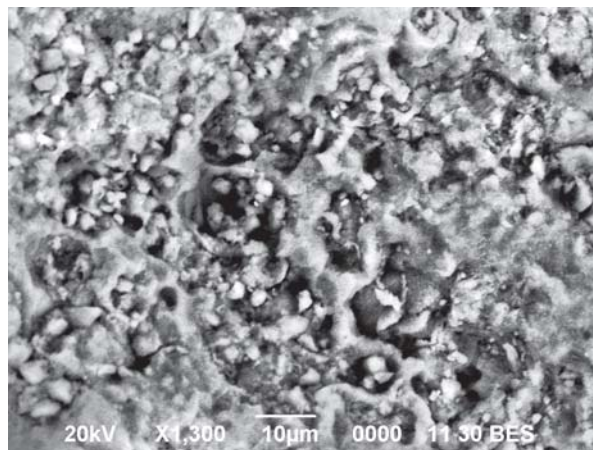


Рис. 2. Микрофотография опал-доломитового обособления. Наблюдается специфичное структурирование опаловых сфер и хлопьевидного доломита

являются результатом воздействия углеводородсодержащих низкотемпературных растворов [3], которые, видимо, способствовали образованию этой своеобразной ассоциации минералов и хемогенной кристаллизации халцедонов.

Щетки и кристаллы хрустала и аметиста — бездефектны: отсутствие радиационных центров свидетельствует о том, что они образовались в пустотах выщелачивания уже сформированных кремневых обособлений в иной химической среде и при пониженном уровне ионизирующей радиации. В процессе их образования, очевидно, главную роль играла углеводородная проработка карбонатных толщ по зонам разломов. Так, известны случаи находок захороненной нефти и воды (или жидкого осадка) в серых кремневых обособлениях, где нефть заполняет полости жезд.

Таким образом, сравнение парамагнитных свойств различных по морфологии и степени кристалличности минералов двуокиси кремния из био-

Результаты изучения методами порошковой рентгеновской дифрактометрии и электронного парамагнитного резонанса рабочей коллекции первичных и вторичных минералов двуокиси кремния из карбонатных пород

№	Образец	Окраска	Метод рентген. дифрактометрии и минеральный состав	Метод ЭПР					
				Радиационные центры			Радикалы органического углерода		
				E'	CO_2^-	SO_2^- , SO_3^-	Исх.	350°C	600°C
1	Обособление	Белая	Опал-доломитовая ассоциация	+	-	- (+)	-	-	+
2	Обособление	Серая	Халцедон, возможен доломит	+	-	- (+)	-	-	+
3	Обособление	Черная	Халцедон	+	-	-	-	-	+
4	Пласт. образ-е	Черная	Халцедон, возможен доломит	+	-	- (+)	-	-	-
5	Вмещ. порода	Светло серая	Доломит	-	-	+	-	-	+
6	Агат	Серый	Халцедон	+	-	-	-	-	-
7	Хрусталь	Прозрач.	Кварц	-	-	-	-	-	-
8	Аметист	Фиолет.	Кварц	-	-	-	-	-	-
9	Кварц - ангидрит	Молоч.-белый	Кварц, ангидрит	+	-	+	-	-	-

хемогенно-осадочных доломитов позволило нам установить относительную стадийность и некоторые причины локализации SiO_2 в отложениях верхнеказанского подъяруса (Республика Татарстан). Так, на ранних стадиях диагенеза (возможно, совместно с накоплением осадка) в зонах придонной разгрузки вод с повышенным содержанием кремнезёма, благодаря микробиальной активности, аккумуляровались опал и халцедон. Несколько позже, но в пределах влияния прежнего радиационного фона, произошло частичное или полное растворение и переотложение минералов двуокиси кремния в виде халцедона и агата. Вероятно, в это же время кристаллизовалась кварц-ангидритовая ассоциация и шло отложение халцедона в гипсах. Наиболее поздними минералами двуокиси кремния можно считать горный хрусталь и аметист.

Литература

1. Галеев А. А., Леонова Л. В., Чурбанов А. А. Парамагнитные свойства кристаллических кальцитов из верхнепермских карбонатных пород // Осадочные процессы:

седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование): Материалы 4-го Всерос. литол. совещ. М., 2006. Т. 1. С. 243–245.

2. Геология Приказанского района. Путеводитель по полигонам учебных геологических практик / Науч. ред. А. И. Шевелев. Казань: ЗАО «Новое знание», 2007. 208 с.

3. Королев Э. А., Леонова Л. В., Галеев А. А., Бариева Э. Р. Следы синседиментационных подводных высачиваний глубинных флюидов в отложениях верхнеказанского подъяруса (правобережье реки Волги) // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ: Материалы II Всерос. науч. конф. Казань, 2009. С. 247–250.

4. Леонова Л. В., Галеев А. А., Хузин И. А., Королев Э. А. Биоминеральные образования в верхнепермских породах (Республика Татарстан) // Материалы III Росс. совещ. по органической минералогии с междунар. участием. Сыктывкар, 2009. С. 120–123

5. Лютюев В. П. Структура и спектроскопия халцедона. Екатеринбург: УрО РАН. 110 с.

6. Муравьев Ф. А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов Республики Татарстан. Автореф. дис... к. г.-м. н. Казань, 2007. 24 с.

ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ФОСФОРИТЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНОТИПОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Б. А. Мальков¹, А. Л. Холопова², М. Л. Холопова²

¹ Коми государственный пединститут, Сыктывкар; *malkov36@mail.ru*

² Геологический факультет Московского государственного университета, Москва

Фосфаты в осадочных породах являются важными индикаторами литогенеза, позволяющими восстанавливать его типичные стадии и палеофациальные обстановки. В морских условиях апатит (франколит) может встречаться в различной форме. Это минерализованные кости пресмыкающихся, млекопитающих и рыб, раковины, копролиты, микрокристаллические агрегаты в нодулярной, пеллетной, оолитовой и пластинчатой форме, а также замещения карбонатов и древесины. В мелководно-морских условиях апатит наиболее обычен в пеллетах или конкрециях. В результате переработки, концентрирования и подъёма этих образований формируются крупные залежи пластовых фосфоритов, которые обычны на континентах [9].

На Восточно-Европейской платформе проявления фосфатной минерализации и месторождения пластовых и желваковых фосфоритов встречаются в отложениях осадочного чехла на различных стратиграфических уровнях от венда до неогена. К числу наиболее известных древнейших проявлений в осадочном чехле относится миньковецкий горизонт ущицкой свиты венда в Приднестровье. Он представлен пачкой чёрных (реже зелёных, фиолетовых) аргиллитов мощностью 16—30 м, с характерными радиально-лучистыми фосфоритовыми конкрециями и линзами известняков с текстурой «конус в конус». В центре конкреций присутствуют галенит и сфалерит. Тонкий пелитовый состав пород миньковецкого горизонта, накопление фосфора, их высокая битуминозность — являются признаками глубоководных фаций платформенного моря с замедленным темпом седиментации [18]. Внутри конкреций прослеживается реликтовая слоистость вмещающих пород — свидетельство их (конкреций) образования в донных илах в процессе диагенеза.

В пакерортском горизонте тремадокского яруса нижнего ордовика Прибалтики наряду с диктионемовыми сланцами присутствуют пласты оболочковых песков и песчаников с диагональной косою слоистостью прибрежно-морского типа и высокими (до 40 %) содержаниями хитино-фосфатных раковин (и их детрита) беззамковых брахиопод. Из представителей рода *Obolus* наиболее часто встречается *O. apollinius* E i c h w. В оболочковых песчаниках установлено также присутствие конодонтов. Песчаники разрабатываются как фосфатное сырьё вблизи г. Кингисеппа. Формирование подобных «ракушняковых» фосфоритов обязано процессам прибрежно-морской гидродинамики, способствующей накоплению в литоральных и сублиторальных зонах относительно тяжёлых фосфатных раковин брахиопод. В раковинах оболочков содержание P_2O_5 достигает 35—40 мас. %, тогда как в чистом фторапатите

оно составляет 42.3 %. Мощность полезного горизонта фосфоритов вблизи г. Кингисеппа около 2—3 м. Это пока единственный известный геологам случай, когда «ракушняковые» скопления брахиопод образуют месторождение фосфатного сырья..

На Южном Тимане на отложениях ухтинской свиты франского яруса с размывом залегают породы ижемской свиты, относимой к волгоградскому и задонскому горизонтам фаменского яруса. Отложения свиты обнажаются на Ухта-Ижемском вале. Предположительно в основании свиты залегают маркирующий слой «рыбных доломитов» (~0.5 м). Выше наблюдается чередование глин, мергелей, доломитов, известняков, редкие прослои известнякового конгломерата [16]. В последние годы в основании фаменского яруса выделена новая сосногорская свита, небольшой (~11 м) мощности, относимая к волгоградскому горизонту [1], а в кровле франского яруса — новая подволгоградская свита, содержащая одноимённый палинокомплекс [14].

Горизонт рыбных брекчий в сосногорской свите нижнего фамена содержит скопления костей пластинокожих рыб (плакодерм) в известняке. Пластиночки толщиной до 3—4 мм и площадью в десятки квадратных сантиметров имеют узорчатую мелкоямчатую внешнюю поверхность. Их цвет желтовато-оранжевый. Вмещающие их желтоватые известняки известны под названием «рыбных доломитов». Мощность этого слоя всего 40 см. Из него происходят музейные образцы фаменских плакодерм, массовая гибель которых предположительно была вызвана крайним обмелением бассейна седиментации [1]. Но, на наш взгляд, эти скопления рыбных остатков в слое известняка — прямой результат их гидродинамической аккумуляции на неглубоком шельфе. Не случайно, в подошве горизонта рыбных брекчий находится тонкий слой (~5 см) штормовых брекчий (темпеститов). О нормально морских условиях в бассейне седиментации однозначно говорит существенное изотопное утяжеление углерода в карбонатах из горизонта рыбных брекчий и вышележащего слоя известняков. Органо-фосфатные, по своей первичной природе, кости плакодерм испытали эпигенетическую фосфатную минерализацию в диагенезе.

Слою рыбных брекчий (~0.4 м) и двухметровой пачке вышележащих лишённых фауны (!) пористых и кавернозных доломитов в разрезе нижнего фамена по р. Ижма отвечает чётко зафиксированное аномальное утяжеление изотопного состава карбонатного углерода и кислорода [12], причиной которого, на наш взгляд, была, скорее всего, морская трансгрессия, а не обмеление бассейна седиментации. Согласно другому сценарию, появление в фамен-

ских отложениях слоя «рыбных доломитов» может быть отголоском импактного события в интервале 374—368 млн лет назад, создавшего крупную, диаметром 52 км, астроблему Сильян в центральной Швеции. Её абсолютный возраст 368 ± 1.1 млн лет отвечает фамену [3]. Расстояние от Ухты и Сосногорска до астроблемы — 2200 км. Импактные события такого масштаба обычно сопровождаются глобальными импактокластическими горизонтами в непрерывных разрезах морских отложений. Для таких горизонтов характерны иридиевые аномалии и изотопные экскурсы элементов, например углерода и кислорода, а также присутствие микротектитов, фуллеренов, ударно-метаморфизованного кварца, коэсита, микроскопических импактных алмазов; микросферул шпинели, санидина и магнетита [3]. Поиски этих индикаторных признаков в нашем регионе ещё не проводились.

Горизонты девонских рыбных брекчий известны также в терригенных морских отложениях живета и франа в районе Андомской горы в Прионезье [6]. Породы нижней и средней части андомской свиты раннего франа образовались на приливно-отливной равнине, в сублиторальной и литоральной зонах. Породы верхней её части сформировались в дистальной части шельфа, которая находится ниже нормальной волновой базы, но подвержена влиянию штормовых волн [6]. Горизонты «рыбных доломитов» ижемской свиты ниже фамена на Ю. Тимане также в момент образования подвергались несомненному воздействию штормовых волн. Об этом свидетельствует текстура подстилающего их слоя темпеститов. Но главное отличие фаменских костеносных отложений на Ю. Тимане заключается в их нетерригенном, а карбонатном характере, свидетельствующем о более значительных глубинах седиментации на шельфе.

Во всём Тимано-Печорском позднедевонском бассейне седиментации, от Сосногорска и Ухты вплоть до предгорий Урала, прослеживаются разрезы отложений верхнего девона. В них присутствуют конодонты мелководных и глубоководных видов. Первые — вблизи Ухты и Сосногорска и вторые (глубоководные) — в Приуралье [2]. Важной индикаторной особенностью конодонтов, образованных органо-фосфатным веществом, является их способность изменять свою окраску в зависимости от температур катагенеза. Конодонты приобретают белую молочную окраску при температуре выше 380°C , указывая тем самым, что в отложениях их содержащих углеводороды уже разрушены.

В мелководно-морских отложениях нижнего подъяруса казанского яруса верхней перми в Западном Притиманье, на Выми в районе Б. Порогов, геологами Вычегодской ГРЭ в 1990-е гг. было выявлено проявление фосфоритов. В составе нижнеказанского фосфоритсодержащего горизонта установлены две перспективные пачки, каждая из которых содержит по два пласта фосфоритов [4]. Продуктивные пласты нижней пачки представлены мелкозернистым песчаником на фосфато-карбонатном це-

менте и аржиллитами, вмещающими фосфоритовые конкреции. Пласты разделены пачкой темно-серых, чёрных анальцимсодержащих аржиллитов мощностью до 2 м. Мощность фосфатоносных пластов 0.15—0.25 м, содержание P_2O_5 составляет: 9.48 % — в нижнем пласте и 18.47 % — в верхнем. Нижняя фосфатоносная пачка перекрывается горизонтом терригенных пород общей мощностью около 20 м, в составе которого присутствует пласт анальцимсодержащих аржиллитов мощностью до 5 м.

Верхняя фосфатоносная пачка мощностью около 4 м состоит из двух фосфоритсодержащих пластов (0.3 и 0.15 м), разделённых прослоем аржиллитов. Содержание P_2O_5 в пластах, соответственно, 19.36 и 12.25 %. Продуктивные отложения прослежены на 33 и 16 км, по и вкосте простираются. Прогнозные ресурсы перспективной площади составляют 336 млн т, при среднем содержании P_2O_5 — 12 % (суммарная средняя мощность продуктивного пласта принята равной 0.5 м, плотность руды 2.8 т/м^3). Внутри фосфоритовых конкреций из карбонатных прослоев присутствуют раковины морских двусторонек и лингул.

В келловейских глинах, выстилающих днище Сысольского мезозойского сланцевого бассейна, присутствуют рассеянные фосфатизированные кости плезиозавров и ихтиозавров и зубные пластинки химер. Минерализация костей морских ящеров происходила в стадию диагенеза за счёт постепенного повышения концентрации фосфора в донных илах. Пористый характер костных фрагментов благоприятствовал прямому осаждению апатита в костных пустотах и одновременно способствовал метасоматическому замещению костной ткани франколитом — карбонатистым фторапатитом [15]. При этом в фосфатных псевдоморфозах хорошо сохранилась реликтивно-волоконистая структура костной ткани. Такие же одиночные фосфатные псевдоморфозы по костям морских ящеров встречаются в келловейских отложениях Московской синеклизы на р. Оке близ пос. Елатяма Рязанской области [8]. В литоральных и сублиторальных отложениях келловейского возраста в черте г. Москвы и её окрестностей присутствуют мелкие слоистые или столбчатые строматолитовые постройки сине-зелёных водорослей, частично или полностью замещённые франколитом в процессе диагенеза [13].

Возраст келловейских костеносных отложений Сысольской впадины близок 165 млн лет. Он почти совпадает с абсолютным возрастом крупнейшей в Европе и второй по величине в России, — Пучеж-Катунской астроблемы. Она расположена примерно в 100 км севернее Н. Новгорода и удалена от Сыктывкара всего на 600 км. Возраст этой импактной структуры составляет 167 ± 3 млн лет [3]. Её диаметр 80 км. Энергия астероидного импакта достигала нескольких млрд хиросим*. Губительное воздействие на биоту могло быть глобальным. Возможная временная и причинная связь указанных событий требует в будущем специальных стратиграфи-

* Одна «Хиросима» эквивалентна энергии, выделяющейся при взрыве 20 килотонн тринитротолуола.

ческих и геохронологических обоснований с одно-временным поиском импактокластических горизонтов.

Особого внимания в регионе заслуживают комплексные промышленные залежи фосфатобокситов Заостровского месторождения на Среднем Тимане, залегающие на дислоцированном субстрате строматолитовых известняков павьюгской свиты рифейского возраста [10]. Генезис фосфатобокситов по строматолитовым известнякам и доломитам павьюгской свиты связан с процессами раннедевонского тропического лагеритного выветривания и длительного выщелачивания фосфатосодержащих пород в результате просачивания на глубину поверхностных вод, постепенно обогащавшихся фосфором. Это, в конечном итоге, привело к метасоматическому замещению в доломитах породообразующих карбонатов апатитом с сохранением реликтовой столбчатой текстуры строматолитов [10].

Отложения юры и мела на европейском севере содержат проявления и месторождения пластовых и желваковых фосфоритов. Фосфориты постоянно встречаются в отложениях перекрывающих и подстилающих сланценосную толщу титона в Сысольском сланценосном районе [11]. Уже полностью выработано небольшое Койгородское месторождение пластовых фосфоритов валанжинского возраста. В нём фосфоритовый слой был образован плотно сгуженными желваками глинистого фосфорита, который несогласно (!) залегал на карбонатных глинах юрского возраста. Слой был сцементирован до состояния плиты. Мощность его колебалась от 0.05 до 0.50 м (в среднем 0.20 м). Продуктивность концентрата была от 200 до 360 кг/м², при среднем содержании P₂O₅ в концентрате 18.0–22.5 % [7]. В остальных случаях в отложениях от оксфорда-кимериджа до берриаса-нижнего валанжина встречаются лишь рассеянные конкреции фосфоритов, не образующих крупных скоплений. Такие конкреции обычно находятся в глауконитовых песках или глинах. Они имеют сфероидальные формы, различную величину, порядка 5–10 см, и содержат включения фосфатизированных раковин аммонитов, морских двустворок и гастропод, а также «свежие» ростры белемнитов. Конкреции фосфоритов имеют диагенетическое происхождение. Центрами кристаллизации и осаждения фосфатов служили чаще всего кальцитовые пустотелые раковины аммонитов и гастропод. Некоторые желваки и конкреции фосфоритов представляют типичные псевдоморфозы по раковинам аммонитов, сохраняя их внешний облик и детали внутреннего строения. Происходило явное метасоматическое замещение раковинного кальцита фосфатом кальция — франколитом. Во вмещающих песчаных и глинистых отложениях в процессе диагенеза в то же самое время происходило обильное образование глауконита.

Нижнемеловые отложения в РК и соседних регионах перекрывают верхнеюрские (волжские) со значительным стратиграфическим несогласием и перерывом. Именно поэтому для нижних горизонтов нижнемеловых отложений характерно обилие фосфоритовых конкреций, образующих фосфори-

товый конгломерат, за счёт концентрации конкреций при размыве подстилающих юрских отложений [7, 11, 17]. Нижний отдел меловой системы в пределах Сысольской котловины включает верхний берриас, валанжин, готерив, баррем, апт и альб (?). Отложений нижней части берриаса в Сысольской котловине нет [11, 17]. А вот непрерывный разрез юрских и меловых отложений известен в Пёшской котловине и Печорской синеклизе [11]. И в этой связи следует упомянуть существование в Баренцевом море астроблемы Мьолнир, диаметром 40 км и возрастом 142±2.6 млн лет, совпадающим с юрско-меловым стратиграфическим рубежом [3]. На этом рубеже в пограничных слоях юры и нижнего мела на мысе Нордвик на севере Сибири установлена иридиевая аномалия, приуроченная к тонкому (~5 см) прослою фосфорита [5, 19]. Такую же аномалию можно предполагать в пограничных слоях юры и мела в Пёшской котловине и Печорской синеклизе. В пределах Сысольской котловины нижние 12–17 м разреза нижнемеловых отложений содержат фораминифер верхнего берриаса и нижнего валанжина. В этой части нижнемеловых отложений отмечаются многочисленные фосфоритовые конкреции, приуроченные к подошве нижнего мела. Фосфоритовость отложений прослеживается по всей площади Сысольской котловины. А мощность фосфоритового слоя изменяется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 2.7 м. Продуктивный слой фосфоритов валанжинского стратиграфического уровня был в советское время объектом промышленной добычи на Вятско-Камском месторождении.

Верхнеюрский фосфоритовый горизонт развит на северо-восточном склоне Тиманского поднятия и приурочен к контакту келловей-кимериджских и титонских отложений. Горизонт прослежен в долине р. Пижмы и изучен на участке «Чуркино», расположенном на водоразделе Пижмы и Максары, в 10 км южнее с. Замежное (Усть-Цилемский район). Распространённый здесь верхнеюрский фосфоритовый горизонт выгодно отличается от нижнемелового и имеет мощность от 1.8 до 2.3 м, т. е. на порядок больше, чем на Койгородском месторождении, и высокую продуктивность ~ 425–636 кг/м², т. е. в два–три раза выше чем на нижнемеловом уровне [7].

Верхнемеловой фосфоритовый горизонт на Русской платформе прослеживается с перерывами на огромной площади от Днестра до берегов Волги, от Курской области на севере и Донецкой области на юге. Фосфорит сильно песчанистый, залегает в виде желваков или слоёв небольшой мощности. С этим горизонтом связан ряд крупнейших месторождений фосфоритов на Русской платформе. В пределах Саратовской области встречается несколько фосфоритовых горизонтов, которые залегают среди альбских глин, в основании туронского и сантонского ярусов верхнего мела. Различаются пластовые и желваковые фосфориты. Среди фосфоритов выделяются разновидности, образованные в результате фосфатизации скелетов губок, и обычные, в которых обломочные зёрна кварца, глауконита,

иногда пирита сцементированы фосфатным веществом из фторапатита или гидроксилapatита.

Литература

1. *Безносков П. А.* Сосногорская свита — новое местное стратиграфическое подразделение верхнего девона на Ю. Тимане / Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 9—12.
2. *Беляева Н. В., Корзун А. А., Петрова Л. В.* Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. СПб.: Наука, 1998. 154 с.
3. *Вишневецкий С. А.* Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.
4. Геология и минеральные ресурсы Княжпогостского района РК / Е. П. Калинин, В. А. Илларионов, В. В. Лихачёв и др.: Серия докл. 2-ой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1996. 26 с.
5. *Захаров В. А., Лапухов А. С., Шенфиль О. В.* Иридиевая аномалия на границе юры и мела на севере Сибири // Геол. и геофизика, 1993. Т. 34, № 1. С. 102—109.
6. *Иванов А. О., Лукиевич Э. В., Стинкулис Г. В., Товмасын К. А., Зупиньш И. А., Безносков П. А.* Стратиграфия девонских отложений Андомской горы // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 385—396.
7. *Капитанов В. М., Игнатьев А. М., Попов А. А., Крылова А. В.* Проблемы и перспективы промышленного освоения месторождений агроминерального сырья южных и центральных районов Республики Коми // Южные районы Республики Коми: геология, минеральные ресурсы, проблемы освоения: Материалы Третьей Всерос. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 168—170.
8. *Каткова В. И., Лыгоров С. В.* Минеральная биоморфофа по фрагменту конечности плезиозавра // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 6. С. 14—15.
9. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения / Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 392 с.
10. *Лихачёв В. В.* Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Кн. изд-во, 1993. 224 с.
11. *Лыгоров С. В.* Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 140 с.
12. *Майдль Т. В., Безносков П. А.* Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода в разрезе нижнего фамена по реке Ижма (Южный Тиман) // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 110—113.
13. *Малёнкина С. Ю.* Юрские органогенные сооружения Русской плиты // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 103—105.
14. *Тельнова О. П., Маршалл Д. Е. А.* Новое биостратиграфическое подразделение во франско-фаменском разрезе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН, 2009. Т. 429. № 1. С. 82—83.
15. *Холопова А. Л., Холопова М. Л., Архипова Я. Ф.* и др. Минерализованные кости морских ящеров: «сысолозавров» и «громозавров» в келловейских глинах Сысольской впадины / Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Доклады 13-ой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 54—61.
16. *Цыганко В. С.* Девон Тиманской гряды: основные черты строения и ресурсный потенциал // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 365—384.
17. *Чирва С. А., Быстрова В. В.* Стратиграфия нижнемеловых отложений Сысольского сланценосного района // Сов. геология, 1988. № 5. С. 76—83.
18. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия чёрных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
19. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

ЭВОЛЮЦИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ УКУГУТСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

И. И. Никулин

Геологический факультет Воронежского государственного университета, Воронеж
iinikulin@gmail.com

Диagenетические процессы выразились, прежде всего, в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диagenетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация. Однако постдиagenетические преобразования не достигли регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде. Одной из причин этого явилось, по-видимому, то, что исследуемые мезозойские образования не подверглись погружению, а залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому они не подверглись воздействию значительных давлений и температур. Диagenетические процессы отражены в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований, возникших на разных стадиях литификации осадков. Наиболее широко развиты такие диagenетические минералы как сидерит, пирит и гидроксиды железа. Значительно реже встречаются фосфаты, барит, гипс, цеолиты и глауконит. В процессе диagenеза возникла также некоторая часть кремнистых и глинистых минералов.

Сидерит широко развит в исследуемых отложениях Накынского кимберлитового поля, где встречается во всех разностях пород — от грубообломочных до алевроитовых. Он представляет собой выделения различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). В редких случаях сидерит образует третью по объёму часть цемента породы. Как известно, сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала (Eh около 0) и достаточно изменчивых величинах pH среды, то есть относится ко второму этапу диagenеза [5], — этапу восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом нижнеюрских отложений, можно считать, что он возник в осадке на глубине, обеспечивающей его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы.

В северной и северо-восточной частях данного поля в отложениях укугутской свиты распространены различные формы сульфидов (**пирита**). Сульфиды отмечаются в виде мельчайших отложений (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам, а порой и как це-

мент грубозернистых пород. Пиритовый цемент редко встречается в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит, по предположению, в условиях восстановительной среды при изменчивых значениях pH, поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диagenетического минералообразования.

При некотором сходстве условий образования (в диagenезе) сидерита и пирита, между ними определяется различие [1]. Их появление регулируется (при наличии в растворе двухвалентного железа) концентрациями сероводорода и уголекислоты: для сидерита необходима уголекислота, а среда может быть слабо восстановительной, нейтральной и даже слабо окислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода, значит, в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диagenеза, чем сидерит. Это обуславливает определенное распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако иногда они встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диagenезе нижнеюрских осадков восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохраняющимися в породах в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослоек и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их CO_2 и, возможно, H_2S .

Нередко в исследуемых отложениях встречаются минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диagenеза, в частности, с этапом окислительного минералообразования [5]. Наиболее распространённые из них — минералы группы гидроксидов и оксидов железа: **гётит**, **гидрогётит**, **гематит**, **лимонитовые скопления** и другие. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами (до 7—10 %), образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Возможно, что в образовании гидроксидов железа в большинстве случаев большую роль сыграли не только диagenетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа встречены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты. Существенного значения эти минералы не имеют.

Очень редко, в единичных пробах отмечаются желтоватые щёточки аурипигмента. Проявления эти имеют приуроченность к Диагональному разлому. По-видимому, аурипигмент образуется под действием на мышьяковистые растворы сероводорода, который может быть продуктом разложения органического материала в перекрывающих болотных отложениях.

Большой интерес представляет вопрос о развитии процессов катагенеза (эпигенеза) в глинистых алмазоносных отложениях. По всей видимости, в этих породах нет следов таких изменений, так как одним из важнейших процессов катагенеза является уплотнение и литификация горных пород под воздействием повышенных давлений и температур. Известно [4], что стадия раннего катагенеза начинается в породах на довольно значительных глубинах, для которых характерны высокие давления и температуры. Изученные породы залегают на глубинах, редко превышающих первые сотни метров, что исключает возможность развития в них активных катагенетических процессов. К этому же выводу приводит изучение механических свойств пород, значительная часть которых в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевриты, галечники и пр.). Глинистые породы почти всегда легко размокают в воде, и лишь отдельные их прослои находятся в более плотном состоянии. Аргиллиты, которые бы не размокали, в изученных разрезах не отмечены. Обломочный материал в них распределен довольно свободно, отчего широко развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного составов. Следовательно, такие породы не подвергались интенсивному сжатию.

Доминирующее значение при формировании исследованных горизонтов имели местные источники сноса терригенного материала [2], что подтверждается петрографическим составом грубообломочного материала (превалируют обломки доломитов, известковистых песчаников, пород трапповой формации), особенностями аксессуарных и глинистых минералов. Основные факторы, определяющие состав глинистых минералов в различных алмазоносных толщах, содержащих значительное количество постмагматического материала различны, а подчиненное количество кимберлитового материала приносит специфический набор минералов.

В базальных горизонтах укугутской свиты ассоциации глинистых минералов зависят главным образом от типов пород в области сноса и степени их разложённости под влиянием климатических факторов [7]. Для минералов с трех- и четырехэтажной структурой определенное значение в процессе переноса, осадконакопления, а также на разных стадиях постседиментационного изменения пород имеют также катионный обмен и трансформации. Эти процессы, в частности, приводят к деградации или аградации минералов, то есть потере ими Mg^{2+} и K^+ , или, наоборот, адсорбции этих катионов, соответственно в среде с недостатком или высоким их содержанием, что в случае трансформации сопровождается изменениями в составе силикатных слоев.

В разрезах, где существенную роль играет органический материал (битумы или углефицированный детрит), который создает более кислую обстановку, коэффициент $Al_2O_3:SiO_2$, имеющий значения до 1:2 и реже до 1:3, характеризует обстановку формирования глин как слабокислую. Преобразование глинистых минералов происходит главным образом в кровельных частях алмазоносных толщ, либо по всему горизонту из-за малой мощности. По монтмориллониту, а также по некоторым другим минералам, развиваются различные смешанослойные образования. Эти процессы, начинающиеся в стадии диагенеза осадка, судя по различному соотношению разбухающих и неразбухающих слоев в составе монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований в породах, не испытавших погружения, продолжаются и на более поздних стадиях литогенеза.

Итак, можно выделить три этапа минералообразования в нижнеюрских кластических алмазоносных породах:

1) **этап мобилизации материала** путём выветривания материнских пород в доюрское время и переход вещества горных пород в транспортабельное состояние, в результате чего произошло образование глинистых минералов с разбухающими пакетами в структуре монтмориллонит-сапонитовой группы и частичная трансформация структур вторичных минералов лёгкой фракции кимберлитов;

2) **на этапе собственно осадконакопления** определилось распределение продуктов разрушения кимберлитов по площади и разрезу. По площади это преимущественно пролювиальные шлейфы, на формирование в которых глинистых пород гидродинамические условия не оказали значительного воздействия. В разрезе же выветрелый материал кимберлитов ассоциируется с грубообломочными горизонтами, в которых крупные обломки материнских пород являлись естественным трафаретом и замедляли вымывание глинистых минералов — продуктов разрушения кимберлитов;

3) **на этапе постседиментационных изменений** с исследуемыми породами произошли в некоторой степени значительные изменения, которые выразились преимущественно в формировании смешанослойных каолинит-сметтитовых и иллит-сметтитовых образований. Эти минеральные преобразования глин могут повлечь за собой ограничение возможностей картирования распространения глинистых продуктов разрушения кимберлитов в нижнеюрских отложениях при поисковых работах.

Промежуточный этап транспортировки почти не повлиял на формирование минерального состава породы, и сказывается главным образом только на заметных расстояниях от источника сноса первично выветрелого материала (более 400 м), определяя тем самым исследованные осадочные породы как ореолы ближнего сноса.

Таким образом, в пределах Накынского кимберлитового поля базальные горизонты укугутской свиты сложены грубообломочными породами пролювиального типа, в состав которых входит различный по генезису материал. Горизонты характеризуются

ются значительным развитием и большим разнообразием глинистых минералов, содержащих в структурах пакеты различного типа. Формирование смешанослойных образований в большинстве случаев происходило по смектитам, генетически связанными с выветриванием пород основного и ультраосновного состава. В смешанослойных образованиях тип переслаивающихся пакетов обусловлен характером исходного материала и среды, как при диагенезе осадка, так и при наложенных процессах преобразования пород. Ассоциации с хлоритом имеют приуроченность к тектоническим нарушениям, осложненным магматическими телами основного состава, и водоразделам в непосредственной близости от известных кимберлитовых тел.

Сопоставление данных о минеральных ассоциациях во фракции мельче 0.001 мм укугутской свиты с их распространением (на основе литолого-фациальной карты) указывает на различные источники сноса выветрелого материала. С одной — это снос со стороны кимберлитовой трубки Нюрбинская и далее в юго-западном направлении и с другой — привнос дополнительного аллотигенного материала со стороны двух водоразделов, расположенных на северо-западе относительно тр. Ботубобинская. Распространение хлорита, галлуазита и серпентина имеет подчиненный характер, обусловленный их

обломочным генезисом за счет размыва выветрелых магматических пород.

Литература

1. *Казанский Ю. П.* Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
2. *Никулин И. И.* Особенности глинистых минералов из переотложенных продуктов разрушения кимберлитов Западной Якутии // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2007. № 2. С. 119—126.
3. *Никулин И. И., Савко А. Д.* Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия). Воронеж: Воронежск. ун-т, 2009. 134 с. (Тр. н.-и. ин-та геол. Воронежск. гос. ун-та, № 56).
4. *Симанович И. М., Япаскурт О. В.* Гединамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 2002. № 6. С. 20—31.
5. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостеолтехиздат, 1963. 535 с.
6. *Хмелевский В. А., Зинчук Н. Н.* Минералы легких и глинистых фракций мезозойских алмазоносных россыпей Западной Якутии (на примере Мало-Ботубобинского алмазоносного района). М.: ВИНТИ, 1974. 27 с.
7. *Weaver Ch. E.* A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks // Clays Clay Minerals. 1958. Publ. 566. P. 159—173.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОД ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ (ВЫЧЕГОДСКИЙ СЛАНЦЕНОСНЫЙ РАЙОН)

В. А. Салдин, Ю. С. Симакова, И. Н. Бурцев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *litgeo@geo.komisc.ru*

Чим-Лоптюгское месторождение горючих сланцев находится на северо-западе Яренского сланценосного района Вычегодского бассейна и входит в состав Волжско-Печорской сланценосной провинции [1]. На площади месторождения выделены отложения оксфордского, кимериджского и волжского (титонского) ярусов верхнего отдела юрской системы общей мощностью до 40 м. Они расчленены на пачки: 1) глинистую зеленоцветную (2—10 м), 2) глинистую пестроцветную (1.0—2.5 м), 3) сланценосную сероцветную (1.9—4.5 м), 4) сланценосную темноцветную (5—14 м) и 5) глинистую надсланцевую (0—22 м). Отложения первой пачки относятся к оксфордскому и кимериджскому ярусам, отложения других пачек — к средневолжскому подъярису волжского яруса [1, 5, 7]. Верхнеюрский разрез Чим-Лоптюгского месторождения сложен горючими и глинистыми горючими сланцами, глинами известковыми темно-серого и зеленовато-серого цветов, мергелями и редкими слоями песчаников. Наиболее широко распространены глинистые породы. Верхнеюрские породы включают многочисленные остатки аммонитов, белемнитов, двухстворчатых моллюсков, а также фораминифер, иглокожих, радиолярий, свидетельствующих о мелководно-морских условиях их образования. Глинистые минералы являются порообразующими компонентами во всех типах пород Чим-Лоптюгского месторождения. Как известно они являются одними из надежных индикаторов литогенеза [3].

Ранее в верхнеюрских породах Яренского сланценосного района были установлены монтмориллониты (сметиты) и гидрослюды (иллиты) [1]. Целенаправленно глинистые минералы не изучались. В ходе детальной разведки месторождения в 2008—2010 гг. с целью выяснения состава глинистых минералов и их распределения по разрезу было изучено 176 проб, охватывающих все типы пород из разных стратиграфических интервалов девяти скважин.

Фазовый состав пелитовой фракции (<0.001 мм) был определен при помощи рентгенодифрактометрического анализа ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение-CuK α), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы: а) воздушно-сухого образца, б) обработанного глицерином, в) обработанного 1 % HCl на водяной бане и г) прокаленного при $t = 550$ °С. Помимо изучения компонентного состава пелитовой фракции оценивалось содержание в ней каждого из глинистых минералов. Полуколичественный рентгенодифракционный анализ глинистой фракции был выпол-

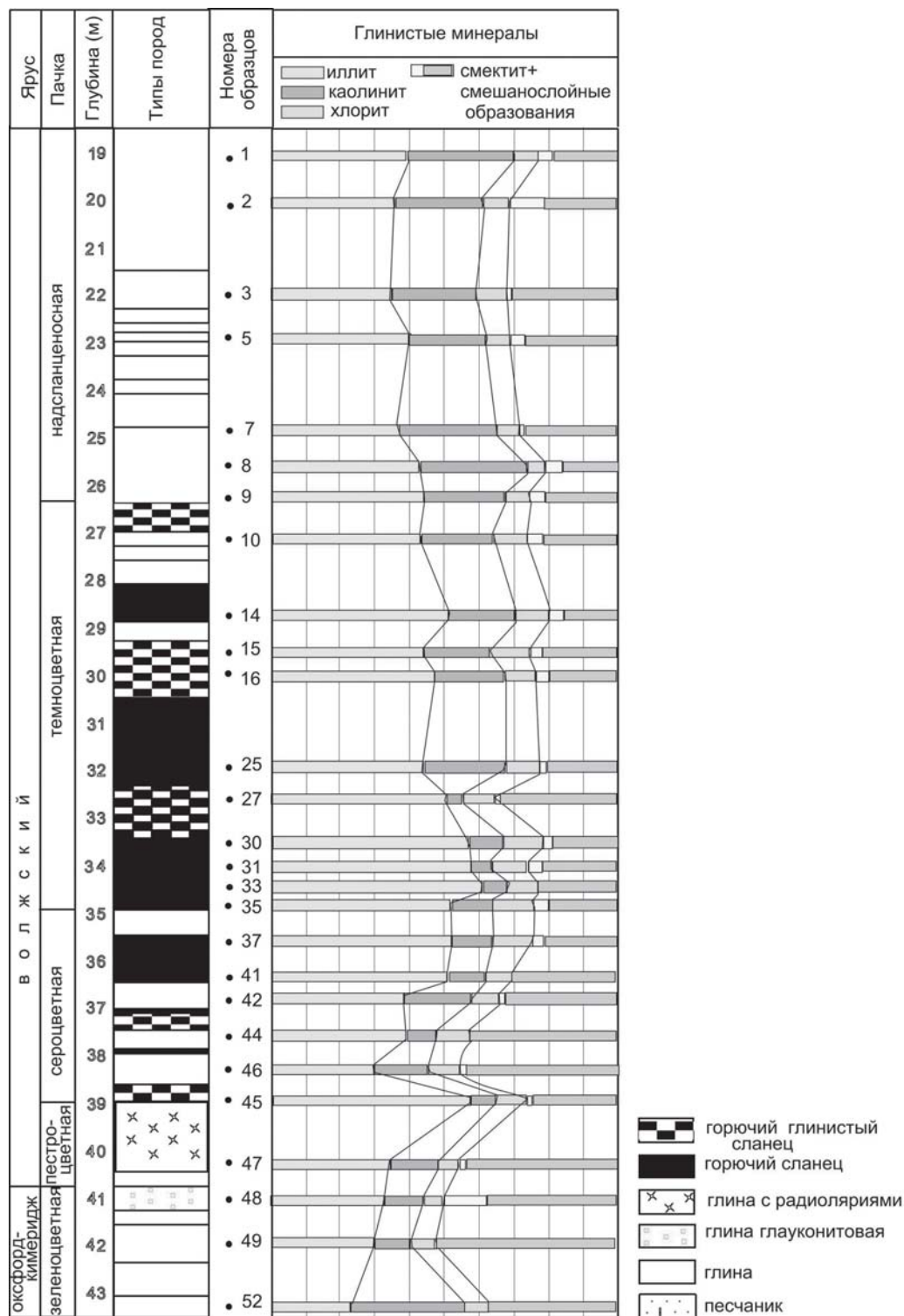
нен с помощью программы Sibilla, позволяющей моделировать дифракционные профили для смесей глинистых минералов. Данная программа позволяет учитывать и слабоупорядоченные смешанослойные минералы.

В изученной фракции установлены иллит, смектит, Fe-Mg хлорит, смешанослойные минералы иллит/смектит, хлорит/смектит, иллит/хлорит/смектит. Кроме слоистых силикатов в изученной фракции присутствуют кварц, полевые шпаты и гейландит. Гейландит в отдельных слоях является порообразующим минералом (пестроцветная пачка). Верхнеюрские породы месторождения характеризуются поликомпонентным составом глинистых минералов с доминированием иллита и смешанослойных образований. Следует отметить существенную измененность слоистых силикатов, что выражается в присутствии слабоупорядоченных смешанослойных фаз, содержащих разбухающие слои.

Иллит составляет 22—60 % от общего количества глинистых минералов. Его наименьшее содержание выявлено в разрезах скв. 356 и 335. Максимальные количества установлены в разрезе скв. 306. В разрезах скв. 319, 340, 357, 306 и 358 отмечается характерное повышение содержания иллита в сланценосных отложениях сероцветной и темноцветной пачек. Равномерное распределение иллита по разрезу наблюдается в скв. 374, где его содержание близко к содержанию смешанослойных образований. Иллит в составе морских верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения, вероятно, имеет обломочное происхождение.

Сметит и смешанослойные образования. Распространены в пробах всех скважин. Собственно смектит встречается в незначительных количествах (первые проценты), а содержание смешанослойных образований, содержащих различное количество разбухающих слоев, варьирует от 10 до 60 %, и их доля обычно выше содержания смектита. Исключением является разрез скв. 335, где смектит преобладает над смешанослойными образованиями по всему разрезу, и его доля изменяется от 27 до 52 %. Однако встречаются отдельные пробы в разрезах скв. 374 (три из 20 проб) в глинах надсланцевой пачки и скв. 357 (три из 17 проб) в глинах и глинистых горючих сланцах темноцветной пачки, где содержание смектита больше, чем смешанослойных. Основная часть смешанослойных минералов это, вероятно, аутигенные образования, возникшие в результате иллитизации обломочных смектитов.

Каолинит определен во всех пробах в количестве от 1.8 до 33 %. Обычно концентрация каоли-



Состав и распределение глинистых минералов пелитовой фракции верхнеюрских пород Чим-Лоптюгского месторождения горючих сланцев в разрезе скв. 358

нита в верхнеюрских отложениях составляет 13—20 %. Минимальное содержание каолинита связано со сланценой толщей (сероцветная и нижняя половина темноцветной пачек). Содержания каолинита в этом интервале разреза, как в глинах, так и горючих сланцах всего 2—10 %, в среднем 6 %. Количество каолинита увеличивается вниз и вверх по разрезу. Отложения надсланцевой пачки повсеместно характеризуются повышенными содержаниями каолинита (15—30 %). Здесь развиты трехкомпонентные ассоциации с каолинитом, в которых преобладают

иллит или смектит. В нижней части разреза верхнеюрских отложений (зеленоцветная пачка) также отмечено повышенное содержание каолинита. Каолинит интерпретируется как аллотигенный минерал.

Хлорит преимущественно железистый триоктаэдрический определен в небольших количествах во всех пробах (3—20 %). Количество хлорита по разрезу резко не меняется, минерал в некоторой степени изменен. Отмечается повышение содержания хлорита в сланценовых отложениях (скв. 309, 357, 358 и 340). Железистый хлорит интерпретируется как ал-

лотигенный минерал, как правило, относительно неустойчивый в седиментационных условиях.

По количественному преобладанию одной из доминирующих минеральных фаз выделены две группы глинистых минералов: иллитовая и смектитовая. Для большей корректности результатов, поскольку не всегда можно диагностировать в образцах собственно смектит, в выделенных ассоциациях показана сумма смешанослойных смектитсодержащих образований и смектита (= смектит*). Группы состоят из минеральных ассоциаций (всего их выделено семь), названных по минералам, превышающих по содержанию 15 % от всех глинистых минералов данной породы. **Первая группа** состоит из четырех ассоциаций: 1) смектит* (18—46 %)-иллитовой (39—61 %); 2) каолинит (15—24 %)-смектит* (23—37 %)-иллитовой (35—51 %); 3) хлорит (15—20 %)-смектит* (24—36 %)-иллитовой (36—51 %); 4) смектит* (20—24 %)-каолинит (25—30 %)-иллитовой (35—45 %). **Вторая группа** представлена тремя ассоциациями: 1) иллит (15—41 %)-смектитовой* (40—66 %), 2) каолинит (15—27 %)-иллит (21—37 %)-смектитовой* (35—53 %), 3) хлорит (15—20 %)-иллит (21—37 %)-смектитовой* (37—60 %).

Наиболее широкое распространение имеют минеральные ассоциации иллитовой группы. Главным образом, смектит-иллитовая и каолинит-смектит-иллитовая ассоциации, которые совместно составляют 82 % этой группы. В смектитовой группе также значительно преобладают две ассоциации — *иллит-смектитовая* и *каолинит-иллит-смектитовая*, составляющие 92 % группы. Устойчивой связи типов пород с определенными минеральными ассоциациями установить не удалось. В большинстве разрезов отмечается некоторая тенденция изменения минерального состава по разрезу (см. рисунок). Породы зеленоцветной пачки характеризуются преимущественно минеральными ассоциациями смектитовой группы. Однако в отдельных разрезах (скв. 101) в самых низах пачки отмечаются равные содержания иллита и смектита. В породах сланценосных пачек большинства разрезов (скв. 101, 306, 319, 357, 358) наблюдаются ассоциации с преобладанием иллита, но в остальных разрезах выявлено примерно равные содержания смектита и иллита (скв. 340, 374) или преобладает смектит (скв. 335, 356). Отложения надсланцевой пачки отличаются наибольшей изменчивостью минеральных ассоциаций по простиранию. В одних разрезах (скв. 306, 358) доминирует иллит, в других (скв. 319, 356) смектит, в третьих (скв. 101, 357, 374) их вклады равны или наблюдаются изменения их содержаний по разрезу. Ощутимые количества каолинита установлены в глинах надсланцевой пачки и пород зеленоцветной пачки.

Как известно, ассоциации глинистых минералов в осадочных породах формируются в результате суммарного действия климата в областях мобилизации

и аккумуляции материала, тектонического режима, гидрохимических условий седиментационных водоемов и постседиментационных изменений [2, 6].

Судя по выдержанности в разрезе аллотигенных компонентов песчаной и пелитовой фракции в верхнеюрских породах Чим-Лоптюгского месторождения, можно достаточно уверенно говорить о неизменном источнике сноса. Каолинит — это индикатор гумидной зоны образования и характерен для отложений пресных водоемов. Он неустойчив в щелочной среде морских условий, где может накапливаться при повышенных темпах седиментации [2]. По данным [4] каолинит осаждается, главным образом, в прибрежной зоне, а иллит переносится в более удаленные от берега области осадконакопления. Размеры каолинитовых кристаллитов гораздо больше, нежели у хлорита, соответственно, они меньше подвержены постседиментационным преобразованиям. **Наличие каолинита в морских верхнеюрских отложениях Чим-Лоптюгского месторождения, иногда в значительных количествах (более 30 %), по-видимому, свидетельствует о расположении области сноса близко к гумидной зоне.** Минимальные количества каолинита в сланценосных отложениях сероцветной и темноцветной пачек можно объяснить относительно низкой скоростью их седиментации по сравнению с выше- и нижележащими отложениями. Одновременно этот факт, наряду с повышенным количеством в сланценосных отложениях иллита, указывает на удаленность береговой линии во время их образования. Возможно, накопление сланценосных отложений происходило относительно других отложений более медленно и в удалении от береговой линии.

Литература

1. Горючие сланцы Европейского севера СССР / Л. Ф. Васильева, В. А. Делеев, Л. А. Дурягина и др. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1989. 152 с.
2. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 279 с.
3. Коссовская А. Г. Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. Отв. ред. П. П. Тимофеев. М.: Наука, 1980. С. 110—158.
4. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 45—53.
5. Льюров С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: Уро РАН, 1996. 133 с.
6. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 288 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 112).
7. Чирва С. А., Месежников М. С., Яковлева С. П. Верхнеюрские отложения Сысольского и Яренгского сланценосных районов Русской платформы // Известия АН СССР. Сер. геол., 1988. № 4. С. 38—50.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА

К. М. Седаева¹, Т. П. Майорова², К. С. Устюгова²

¹Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Москва; sedaeva-mgu@mail.ru

²Сыктывкарский госуниверситет, Сыктывкар; mayorova@geo.komisc.ru; zelenika@list.ru

Пирит в виде новообразований встречается в различных (*по составу, строению, мощности и возрасту*) мезокайнозойских осадочных комплексах, сформированных в орогенную или платформенную фазы развития Горного Крыма. Он наблюдается в карбонатных и терригенных морских отложениях верхнего триаса—нижней юры, верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеоцена и эоцена. Образование и приуроченность пирита к тем или иным интервалам разреза осадочных комплексов обусловлены, как правило, седиментационными (*литолого-фациальными*) факторами, и вследствие этого его распространение по разрезу крайне неравномерно. Его появление и дальнейшее формирование во вмещающих породах связано с отсутствием синхронного с ним новообразований кремнезема (халцедона, кварца), наличием захороненного и рассеянного органического вещества (ОВ и РОВ) и отчасти глинистой составляющей (особенно для карбонатных пород). В различных литологических типах терригенных пород (песчаниках, алевролитах, аргиллитах и глинах) содержание пирита не превышает 1—1.5 %, а в известняках — 0.01—0.5 %.

Геохимические особенности пирита из различных осадочных комплексов Горного Крыма до настоящего времени практически не изучались. Нами были исследованы конкреции пирита, собранные авторами, а также любезно предоставленные нам академиком Крымского отделения НАН Украины В. В. Юдиным, из литотипов разного возраста: 1) песчаников и алевроглинистых пород флишевых отложений таврической серии (T_3-J_1tv); 2) аргиллитов верхнего триаса (T_3); 3) биогенных известняков верхней юры (J_3t); 4) глинистых известняков берриаса (K_1b), 5) песчаников готерива (K_1g); 6) из контакта органигенных известняков баррема (K_1br) с аптскими глинами (K_1a); 7) глинистых известняков сеноманского яруса (K_2cm); 8) биогенных известняков танетского яруса палеоцена (E_1^3t); 9) нуммулитовых известняков лютетского яруса эоцена (E_2l). Для сравнения был изучен пирит из эффузивных и интрузивных магматических образований средней юры (J_2) складчато-орогенного комплекса Горного Крыма, встречающийся в кальцит-сульфидных (Петропавловский карьер) и кварц-карбонатных (карьер Лозовое) гидротермальных жилах, пронизывающих породы туфолавовой толщи, а также из плагиогранитов (г. Капель) и габбро-диоритов (г. Аюдаг) Южного берега Крыма (ЮБК).

Пирит осадочных комплексов образует конкреции изометричной, удлиненной, почковидной, каплевидной форм с массивным, зернистым, концентрически-зональным, реже радиально-лучистым

строением, как неограниченных, так и ограниченных с поверхности кристаллами преимущественно кубо-октаэдрического и кубического габитуса, размер которых меняется от 1 до 4 мм. Крайне редко лишь на отдельных уровнях разреза отложений таврической серии (T_3-J_1tv) встречаются конкреции марказита радиально-лучистого строения. Во вмещающих породах он наблюдается в виде рассеянных микро-вкраплений или (и) хорошо обособленных мелких конкреций размером 1—5, крайне редко 5—10 см в поперечнике. Наиболее широко распространены конкреции пирита диагенетической природы, менее — постдиагенетические конкреции, залегающие в трещинах тектонической природы и представляющие собой мелкие друзовидные его выделения. Крайне редко лишь на отдельных уровнях разреза отложений таврической серии (T_3-J_1tv) встречаются конкреции марказита радиально-лучистого строения. Форма пирита в магматических породах менее разнообразна, в основном, встречаются изометричные, реже слабо удлиненные формы с зернистым или друзовидным строением. Размеры кристаллов пирита меньше, чем в осадочных породах, что возможно связано с более поздним временем их образования. Исключением являются крупные одиночные кристаллы из интрузивных пород. Из этого следует, что пирит осадочных комплексов более разнообразный по морфологии и строению, чем пирит из магматических комплексов, что отражает различие условий его формирования.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа в пирите разновозрастных осадочных комплексов обнаружено присутствие 20 элементов-примесей: Be, Yb, V, Mo, Ga, Sc, Co, Sr, Pb, Cu, Ba, Y, La, Ni, Zn, Zr, Cr, Ti, Mn, P, среди которых отмечаются как сидерофильные (Ni, Co, Mn) и халькофильные (Zn, Cu и др.), так и катионно- и аниогенные литофильные (Be, Sc, Ga, Y, La и др.) элементы. Суммарное содержание элементов-примесей сильно варьируется от 0.0014 до 0.25 %, отмечается как наименьшее (*менее 0.001 % — Be, Yb, V, Mo, Ga, Sc*), так и наибольшее их содержание (*более 0.01 % — Mn, Zr, Cr, Ti, P, Zn*), за исключением Ni (более 0.2 %). Следует отметить, что на некоторых дифрактограммах наряду с линиями пирита были выявлены линии марказита, что косвенно указывает о наличии микросростков этих минералов, помимо обособленных мелких конкреций марказита. Эти пириты с незначительной примесью марказита отличаются повышенным средним содержанием Cu (0.25 %), P (0.14 %) и Mn (0.95 %), а также высокой суммарной концентрацией элементов-примесей (более 1.3 %).

Вариации процентного содержания элементов-примесей косвенно отражают не только вариации значений соотношения железа и серы, но и колебания значений параметра элементарной решетки пирита, что обусловлено проявлением изоморфизма в результате вхождения некоторых халькофильных или (и) сидерофильных элементов в его кристаллическую решетку. Отношение Fe:S несколько отличается от стандартного (1:2), сильно варьирует, как для образцов, представленных в виде порошка, так и для тех же образцов в виде зерен. В первом случае, это отношение не превышает 1.8 за исключением пирита из глинистых известняков барремского яруса (K_1br) и танетского яруса палеоцена (E_1^{3t}), где это отношение близко к двум и составляет соответственно 1.98 и 2.02. Во втором случае, Fe:S не превышает 1.73 за исключением пирита из контакта органогенных известняков K_1br с глинами K_1a и из глинистых известняков K_2cm , где оно составляет 1.83. Несколько пониженные значения Fe:S многие исследователи связывают с присутствием в пиритах элементов-примесей в значительном количестве [2, 3]. Однако в нашем случае это не относится из-за малого их содержания, поэтому, скорее всего, обусловлено литолого-фациальными и постдиagenетическими (литогенетическими) факторами. Исключения составляют конкреции пирита из песчаников готеривского яруса (K_1g) с параллельно-шестоватым и массивным строением, в составе элементов-примесей которых характерно преобладание Ti (до 0.045 %) и отсутствие Sc и P. Между тем, в пирите из других разновозрастных осадочных комплексов P всегда присутствует.

Значения параметров элементарной ячейки пирита осадочных комплексов изменяются от 5.4108 до 5.4193 Е, т. е. близки к стандартному (эталонному) значению — 5.4170 Е. Ближе всех к эталону пириты из известняков титонского яруса (J_3t) и пирит конкреций с параллельно-шестоватым строением из песчаников готеривского яруса (K_1g). Отклонения относительно эталонного значения отмечаются как в большую, так и в меньшую сторону. Наибольшие значения параметра элементарной ячейки (5.4188—5.4192 Е) отмечается у пирита из глинистых известняков берриасского яруса (K_1b) и танетского яруса (E_1^{3t}), биогенных известняков лютетского яруса эоцена (E_2l), а также из песчаников готеривского яруса (K_1g) с конкрециями пирита массивного строения. Наименьшие значения параметра (5.4108—5.4150 Е) — у пирита пограничных отложений ипрского/лютетского ярусов эоцена, представленных пачкой переслаивания глин и известняков крупнофораминиферовых, нуммулитовых.

Состав элементов-примесей пирита эффузивных и интрузивных образований приблизительно такой же, как в пирите осадочных комплексов с присутствием как сидерофильных и халькофильных, так и катионо- и анионогенных литофильных элементов, хотя в среднем в высокотемпературных «магматических» пиритах содержание примесей выше, за исключением Ni. Содержание Zn, Zr, Cr, Ti, Mn и P значительно выше в пирите эндогенной природы, чем в пирите осадочных комплексов. Зна-

чительное их содержание связано с тем, что цинк концентрируется в полевых шпатах, а остальные элементы этой группы (Zr, Cr, Ti, Mn и P) в темноцветных минералах и слюдах, присутствующих в их составе [1].

Видовой состав группы элементов-примесей с наименьшими (*Be, Yb, V, Mo, Ga, Sc, содержание которых не превышает 0.001 %*) и наибольшими (*Mn, Zr, Cr, Ti, P, Zn — более 0.01 %*) их содержаниями в пирите магматических и осадочных комплексов совпадает, что косвенно указывает на их «геохимическое родство»: «осадочные» пириты как бы наследуют геохимические черты пиритов «магматических». Это косвенно говорит о том, что: 1) источником элементов-примесей осадочных пиритов являлись одни и те же магматические образования, 2) формирование пирита осадочных комплексов сопряжено в пространстве с комплексами эндогенной природы в результате «сбрасывания» элементов (по А. В. Алексеенко [1]) на отдельных этапах геологической истории Горного Крыма. Это происходило: а) при некоторой тектонической активизации с образованием трещин и циркуляцией вдоль них гидротермальных и смешанных с ними петрогенных (талассогенных) растворов, б) при денудации и размыве эндогенных образований и отчасти осадочных комплексов.

Величина Fe:S «магматических» пиритов также заметно отличается от стандартного и этот коэффициент не превышает 1.71 для образцов, представленных в виде порошка. Исключением является пирит из кальцит-кварцевых жил среднеюрской туфолавова толщи (карьер Лозовое, южная окраина Симферополя) и плагиогранитов порфирированной структуры (г. Кафель, ЮБК), где Fe:S составляет соответственно 1.95 и 2.06. В то же время для большинства образцов в виде зерен величина Fe:S близка к эталонной: от 1.83 до 2.0. Однако в некоторых образцах это отношение достаточно низкое и составляет 1.55—1.66, что вероятнее всего связано с повышенным содержанием в них элементов-примесей. Параметры элементарной ячейки пирита магматических комплексов также близки к эталонным [3]: от 5.4143 до 5.4179 Е, в среднем 5.4162 Е. Повышенные значения параметра элементарной ячейки (5.4171—5.4179 Е) отмечаются у пирита из: 1) габбро-диоритов (г. Аюдаг), 2) кварц-карбонатных жил, пронизывающих альбитизированные порфириды (карьер Лозовое), 3) крупной трещины тектонической природы в известняках J_3t , выполненной друзовидными образованиями кварца и щеточкой пирита (карьер Мраморный, плато Чатырдаг). Наименьшее значение параметра элементарной ячейки имеет пирит из кальцит-сульфидных жил среднеюрской туфолавова толщи — 5.4143 Е.

В целом можно сказать, что значения параметров элементарной ячейки пирита осадочных и магматических комплексов близки к стандартному значению — 5.4170 Е, отличаясь только третьим знаком после запятой, однако при этом разброс их значений несколько больше в низкотемпературном «осадочном» пирите (0.0085), чем в «магматическом» (0.0036).

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Геохимический спектр пирита осадочных и магматических комплексов более или менее одинаковый, свидетельствуя об их «геохимическом родстве» и отличаясь лишь пониженным количественным содержанием элементов-примесей в терригенно-обломочных и карбонатных породах (*почти в 5 раз меньше, чем в пирите эндогенных комплексов*).

2. Вариации содержания того или иного элемента, отмечаемого в составе пирита осадочных и магматических комплексов разного генезиса, отразились также и на колебании значений Fe:S и на параметре элементарной ячейки пирита. Последний близок к стандартному значению — 5.4170 Е, отличаясь только третьим знаком после запятой, при этом разброс значений показателя Fe:S несколько больше в «осадочном» пирите (0.0085), чем в «магматическом» (0.0036), что мы связываем с разницей условий формирования пиритов и вариациями содержания тех или иных элементов-примесей.

3. Пирит осадочных комплексов более разнообразен по морфологии и строению, чем пирит магматических комплексов, что является отражением различных условий его формирования. Пирит осадоч-

ных комплексов формировался при неравновесных и равновесных условиях среды минералообразования: в неравновесных условиях происходило формирование поликристаллических его образований (62.5 %) из-за очень высокой скорости кристаллизации, а в равновесных — монокристаллических (38 %). Пирит эффузивных и интрузивных образований формировался в более или менее одинаковых равновесных условиях, характеризующихся небольшими скоростями роста, постоянным поступлением раствора, слабым его пересыщением и медленным снижением температуры среды минералообразования.

Литература

1. *Алексеев В. А.* Минералого-геохимические особенности и изменения геохимических систем со сверхкларковыми содержаниями металлов // Роль минералогических исследований в решении экологических проблем (теория, практика, перспективы развития). М.: РИЦ ВИМСа, 2002. С. 5—6.

2. *Виколов А. Г., Седаева К. М., Видулова Е. Ф.* Пирит угленосных отложений Донбасса. М.: МГУ, 2002. 171 с.

3. *Прохоров В. Г.* Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Красноярск: Кн. изд-во, 1970. 169 с. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 102).

ФРАНКОЛИТ — МИНЕРАЛ-ИНДИКАТОР ЛИТОГЕНЕЗА АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т. М. Сокур

Институт геологических наук НАН Украины; *Sokur@ua.fm*

В настоящем сообщении рассмотрены особенности состава фосфоритонесных толщ могилев-подольской и каниловских серий, где впервые для верхневендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратонный прогиб) нами был установлен франколит. Выделяются три типа фосфатной минерализации — рассеянная [6], конкреционная [2, 3, 4] и линзовидная. Впервые линзовидные фосфатные стяжения описаны М. Ф. Стащуком [5] только для пород могилев-подольской серии. Линзовидные стяжения имеют мощность 3—4 см и протяженность до 3—3.5 м, чаще 0.5—0.7 м. Они залегают согласно напластованию и приурочены преимущественно к алевритовым разностям аргиллитов. При микроскопическом изучении обнаруживается фосфатное вещество изотропное, в виде очень мелких, не более 0.001 мм, зерен неправильной формы. Постоянно отмечается присутствие единичных округлых зерен глауконита и глобулярный пирит. Содержание P_2O_5 в фосфатных аргиллитах изменяется от 4 до 30 %. В породах всегда присутствует фтор и хлор. По данным рентгенографического анализа фосфатные аргиллиты сложены агрегатом гидрослюда, каолинита, кварца и франколита. Все образцы тонкодисперсные, с незначительным содержанием кристаллической фазы, что обусловило слабые рефлексы на диаграмме. Пересчет химического состава пород на минеральный показывает колебания содержаний (%): франколита 15.7—47.9, иллита 32.7—43, каолинита 4.7—21, кварца 7.7—21.

Первая изученная нами пачка аргиллитов находится в нижней части разреза могилев-подольской серии (ломозовские слои). Порода, которая вмещает фосфатные аргиллиты, представлена темно-серыми тонкослоистыми, слюдястыми аргиллитами. Содержат значительную (15—45 %) примесь кварц-полевошпатовой алевритовой кластики. Структура аргиллитов чешуйчатая или волокнистая преимущественно параллельная. Слюдистые аргиллиты, по данным рентгеноструктурного анализа, сложены тонкодисперсной смесью каолинита, хлорита и гидрослюда, отмечается примесь смешано-слоистых минералов типа гидрослюда-монтмориллонит, а также примесь гипса (вероятно аутигенного) и кальцита (2—3 %). Химический состав аргиллитов — вмещающих (ВА) и фосфатных (ФА) — обнаруживает различия. Так, гидролизатный модуль (ГМ) для двух видов аргиллитов колеблется в широких пределах от 0.43 до 0.75. Согласно модульной диаграмме ГМ-ФМ-ТМ-НКМ [7], ВА отвечают сиаллитам и гидролизатам, а ФА — сиаллитам. Медианные значения вели-

чины SiO_2/K_2O+Na_2O (для ВА — 8.76 ± 0.4 ; для ФА — 9.33 ± 0.5), характеризуют высокую степень дифференциации осадков. Натриевый модуль $НМ = Na_2O/Al_2O_3$, отражающий процесс химического выветривания породы, находится в интервале от 0.03 до 0.08, а щелочной модуль ($ЩМ = Na_2O/K_2O$) низкий — 0.17—0.32, что указывает на преобладание калиевых полевых шпатов и калиевых слюд. Нормированная щелочность (НКМ) аргиллитов не превышает 0.31, т. е. обычная для терригенных пород. Титановый модуль* ($1/ТМ = Al_2O_3/TiO_2$) для обоих видов аргиллитов изменяется в пределах 28.7—30.8 и указывает на климатические обстановки, близкие к аридным [1]. Об обстановках умеренного климата и пустынного пояса свидетельствуют также величины соотношения $Al_2O_3+Fe_2O_3/SiO_2$ (медианное значение для ВА = 0.48 ± 0.15 , для ФА = 0.52 ± 0.05). Значения железного модуля (ЖМ) для ВА варьирует в пределах 0.20—0.32, для ФА — 0.44—0.46. Условия образования этих аргиллитов — лагуны, которые постепенно сменились морским мелководьем. Это связано с трансгрессией и расширением бассейна осадконакопления, площадь которого в ломозовское время значительно превышала предшествующую и распространялась в основном на территорию Украинского щита.

Вторая пачка аргиллитов, вмещающая фосфоритонесные аргиллиты, залегает в средней части разреза могилев-подольской серии (зиньковские слои). Структура ВА тонкочешуйчатая параллельная, редко беспорядочная. Присутствуют крупные лейсты гидратированного биотита, зеленого хлорита, зерна аутигенного глауконита, глобулярный пирит. По данным рентгеноструктурного анализа глинистая часть породы имеет каолинит-хлорит-гидрослюдистый состав с примесью карбоната и пирита. Медианные значения величины SiO_2/K_2O+Na_2O (для ВА — 11.52 ± 2.4 ; для ФА — 17.6 ± 0.5) свидетельствует о неоднократном переотложении осадков. НМ для ВА попадает в интервал 0.018—0.027, а для ФА характерно отсутствие Na_2O и ЩМ имеет значения 0.07—0.14. По величине НКМ вмещающие аргиллиты характеризуются как нормально щелочные (НКМ не превышает 0.29). ГМ для ВА колеблется от 0.53 до 0.63 (медианное значение $ГМ = 0.56\pm 0.2$, что отвечает гидролизатам, а для ФА медианное значение $ГМ = 0.46\pm 0.2$, отвечающее сиаллитам). Высокие значения ГМ объясняются присутствием в породах значительного количества хлорита. Невысокие значения $1/ТМ$ для ВА (11.69—14.68) свидетельствуют о гумидных климатических условиях в зиньковское время в исследуемом райо-

* В действительности титановым модулем называется величина, обратная приведенной: $ТМ = TiO_2/Al_2O_3$ [7]. Поэтому приведенную автором величину приходится обозначить как $1/ТМ$ (Прим. редактора).

не. Это также согласуется с величинами соотношения $Al_2O_3+Fe_2O_3/SiO_2$ (медианное значение для ВА — 0.47 ± 0.05 ; для ФА — 0.39 ± 0.05). ЖМ для аргиллитов первой группы варьирует в пределах $0.33—0.46$, ФА имеет значения в интервале $0.44—0.46$. Осадконакопление происходило в условиях мелководного морского бассейна с незначительной гидродинамической активностью. Глинистый материал в бассейн поступал, вероятно, с пенеplenизированных, незначительно приподнятых над уровнем моря районов. В зиньковское время, вероятно, происходил воздымание суши, что привело к активизации эрозионных процессов.

Следующая изученная нами пачка относится к верхней части разреза могилев-подольской серии (калюсские слои). Она имеет очень однообразное строение. Представлена серыми и темно-серыми аргиллитами, содержащими конкреции фосфоритов и линзы кальцита с текстурой конус-в-конус. Вмещающие аргиллиты при микроскопическом изучении обнаруживают чешуйчатую дисперсную структуру беспорядочную, параллельную с незначительной примесью алевритового материала. Минеральный состав ВА — хлорит-каолинит-гидрослюдистый. Отмечается также монтмориллонит аутигенный и рентгеноаморфная фаза. Наличие их можно объяснить поступлением в осадок очень разрушенного тонкодисперсного материала из кор выветривания ранее сформированных глинистых пород. В нижней части постоянно присутствует в значительных количествах глобулярный пирит. ГМ колеблется в широких пределах: для ВА ГМ от 0.28 до 0.61, для ФА от 0.55 до 0.65. Согласно химической классификации [7], ВА отвечают силитам, сиаллитам и гидролизатам, тогда как ФА — гидролизатам, что свидетельствует о значительном отделении продуктов гидролиза от кремнезема и о возможном присутствии свободных окислов алюминия в породе. Во вмещающих аргиллитах $ЩМ = 0.03—0.17$, но для ФА этот показатель определить не удалось в связи с отсутствием Na_2O . Медианное значение величины SiO_2/K_2O+Na_2O составляет для ВА 14.39 ± 2.5 , для ФА — 15.8 ± 0.05 (без Na_2O), что характеризует их как высокодифференцированные осадки. НКМ для ВА не превышает 0.20. Происходит заметное уменьшение НКМ вверх по разрезу. Величина $1/ГМ$ опускается до 15.95, что свидетельствует о гумидных обстановках в области осадконакопления, а в составе ФА присутствие TiO_2 либо незначительно, либо не определено. Значения ЖМ для тех и других аргиллитов варьирует в пределах $0.31—0.47$ и 0.73 ± 0.02 , соответственно, т. е. фосфатные аргиллиты заметно более железистые.

В кулешовских слоях (средняя часть каниловской серии) минеральный состав вмещающих аргиллитов однообразный — хлорит-гидрослюдистый с кварцем, полевым шпатом, гематитом. Величина SiO_2/K_2O+Na_2O (медианное значение для ВА — 12.22 ± 0.2 , для ФА 17.6 ± 0.5) близка к отмеченным выше. Медианное значение НКМ для ВА 0.07 ± 0.03 , $ЩМ = 0.37\pm 0.03$, а для ФА характерно отсутствие Na_2O . Величина НКМ для вмещающих аргиллитов не превышает 0.26, а для фосфатных аргиллитов

медианное значение НКМ = 0.13 ± 0.02 . Медианное значение ГМ для ВА составляет 0.43 ± 0.04 , для ФА — 0.91 ± 0.02 . Вмещающие аргиллиты отвечают нормсиаллитам, а ФА — гидролизатам. Таким образом, фосфатные аргиллиты вновь оказываются более гидролизатными, чем нефосфатные.

Значения $1/ГМ$ для ВА колеблются в пределах $18.35—20.59$, свидетельствуя о гумидных климатических условиях в кулешовское время. Показатель ЖМ для аргиллитов первой группы варьирует в пределах $0.37—0.41$, а для ФА — $0.33—0.37$. По величине ЖМ все исследуемые аргиллиты относятся к нормально железистым образованиям, и только фосфатные аргиллиты калюсских слоев характеризуются как сиферлиты.

Повсеместное распространение фосфатных аргиллитов в толще верхнедокембрийских отложений и их стабильный минеральный состав в могилев-подольское время свидетельствует о постоянстве источника фосфатного материала, каким был Украинский щит. В каниловское время появились новые источники сноса, сложенные эффузивными и метаморфическими породами, располагавшимися, вероятно, юго-западнее Днестровского перикратонного прогиба. Фосфор, очевидно, поставлялся в бассейн осадконакопления потоками, стекавшими с гумидной равнины, в виде взвесей и выпадал в осадок в зоне смешения морских и речных вод, разубоживаясь среди терригенного материала и образуя цемент песчаных и алевритовых пород. Переслаивание фосфоритов с безрудными карбонатами и алевритами свидетельствует о строгой подчиненности фосфаторудного процесса принципу Ле Шателье, когда каждое (например, сезонное) изменение температуры морского бассейна приводит к нарушению химического равновесия, которое восстанавливается сразу после выпадения в осадок избыточного объема рудного вещества и рудогенез прекращается до нового изменения температуры, атмосферного давления, концентраций солей и газового режима водной среды. Фосфор мигрирует в растворенном состоянии в слабокислой среде (рН 4—6), его максимальная устойчивость, соответствующая условиям его осаждения, наблюдается в пределах (рН 6.5—9); т. е. уже при небольшом изменении характера среды в сторону щелочности происходит садка фосфора. Ловушками фосфора, прежде всего, является массивы карбонатных пород, создающие щелочную среду. Вероятно, такие периодические изменения кислотно-щелочных условий среды происходили во время позднедокембрийского седиментогенеза. Отсутствие значительных скоплений фосфатных аргиллитов свидетельствует о недостаточном насыщении фосфором вод седиментационного бассейна и о частых изменениях рН.

Стяжения насыщенных фосфатным материалом пород в линзы и желваки, и образование минеральных форм происходило только в период диагенеза. Тот факт, что фосфатный материал представлен франколитом и не успел перекристаллизоваться в апатит, является косвенным признаком быстрого захоронения осадка.

Литература

1. *Акульшина Е. П.* Глинистые минералы как показатель условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. 192 с.
2. *Великанов В. А.* О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калюсских слоях венда Подолии // Литол. и полезн. ископаемые, 1975. № 6. С. 84–90.
3. *Нечаев С. В.* Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы. К.: Наук. думка, 1978. 191 с.
4. *Сеньковский Ю. Н., Глушко В. В., Сеньковский А. Ю.* Фосфориты запада Украины. К.: Наук. думка, 1989. 132 с.
5. *Стащук М. Ф.* Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів Середнього Придністров'я // Тр. ІГН УРСР, сер. «Стратиграфія та палеонтологія», 1958. Вип. 21. 43 с.
6. *Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я.* Глинистые минералы, особенности их химического состава и закономерности размещения в домезозойских осадочных породах Подолии // Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 2. Киев, 1974. С. 131.
7. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАТАГЕНЕЗА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕТРОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК ВОСТОКА ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Л. В. Кокшина, Г. А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *mizens@igg.uran.ru*

По присутствию минералов индикаторов (в первую очередь пренита и пумпеллиита) уровень постседиментационных преобразований песчаников Магнитогорской мегазоны соответствует глубокому катагенезу. Степень изменения пород Боровской зоны ниже. По отражательной способности витринита она находится на уровне мезокатагенеза ($МК_2$ и $МК_3$), с чем согласуется и состав аутигенных минеральных компонентов.

В Уральских песчаниках, наряду с пренитами и пумпеллиитами, наибольшее значение имеют карбонаты (преимущественно кальцит), железистые хлориты, эпидот, кварц, встречается также сидерит, халцедон, актинолит, ломонтит, сульфиды. В составе глинистых минералов цемента идентифицируются только хлориты и, в меньшей степени, гидрослюда. Пренит и пумпеллиит обычно образуются по вулканокластическим (петрогенным) грауваккам и являются минералами-индикаторами стадий позднего катагенеза и начального метагенеза, граница между которыми понимается неоднозначно [7]. В то же время на Урале эти минералы изучены слабо. Практически единственной работой в этом отношении является статья В. М. Нечухина [4], в которой приводится описание пумпеллиита из зеленокаменных пород Южного Урала.

Содержание пренита и пумпеллиита в изученных нами песчаниках изменчивое. Пренит максимальное распространение получил в граувакках нижнего и нижнего-среднего девона. В обломочных породах верхнедевонской зилаирской серии (относительно менее измененных) этот минерал развивается эпизодически. Он утрачивает свою значимость и по мере увеличения степени измененности пород. Так, в ниже-среднедевонских рыскужинской толще и ирендыкской свите пренит присутствует лишь в виде чешуек в зернах плагиоклаза и многочисленных неоднородных радиально-лучистых образований, активно замещаемых более поздними минералами — эпидотом и карбонатами (кальцитом, железистым карбонатом).

По морфологическим особенностям и, частично, оптическим свойствам среди пренитов выделяются 4 группы: 1. Небольшие бесцветные чешуи и пластинки, иногда розетки. Развивается по зернам плагиоклазов, иногда практически полностью их замещает. Встречается в песчаниках всех рассмотренных толщ. 2. Лучистый и радиально-лучистый минерал, неоднородный, буроватый. Развивается либо по цементу и матриксу, либо по обломкам вул-

канитов. Встречается в незначительных количествах, хотя присутствует во всех изученных толщах. 3. Лучистые и радиально-лучистые агрегаты, однородные, бесцветные. Преимущественно ассоциирует с кварцем и пумпеллиитом, развиваясь по обломкам вулкаников и пироксенов. Встречается в песчаниках мансуровской и ишкининской толщ (нижний и нижний-средний девон). 4. Шестоватые и радиально-шестоватые сростки. Минерал бесцветный до бурого, однородный. Встречается в песчаниках ниже-среднедевонских ишкининской и туратской толщ. Наиболее густоокрашенные в бурые тона прениты имеют относительно повышенное содержание Fe_2O_3 — в пределах 1.40—1.80 %, реже до 2.60 %, в песчаниках с отчетливым вторичным ожелезнением (с выделениями гидроокислов железа) содержание Fe_2O_3 достигает 4.3 %.

Кристаллизация пумпеллиитов, по-видимому, в большей степени, чем пренитов, связано с вещественным составом. В толщах, где, наряду с вулканогенным материалом, присутствует и некоторое количество обломков осадочных пород (нижнедевонские ильтабановская и мансуровская, среднедевонские ишкининская и туратская), этот минерал присутствует в относительно небольших объемах. В то же время, пумпеллиит не теряет своей значимости в ирендыкских и рыскужинских песчаниках (в основном тефроидах), но его состав несколько меняется. В этих толщах преобладает практически бесцветный минерал (слабо железистый) в ассоциации с эпидотом и карбонатами. В породах зилаирской серии верхнего девона почти нет пумпеллиитов, здесь развиты хлориты. Пумпеллииты кристаллизуются в виде пластинок, брусочков, тонкозернистых агрегатов, но они различаются по окраске и плеохроизму. В случаях, когда минерал развивается по матриксу, цвета более насыщенные. Связь между оптическими характеристиками и химизмом не столь показательна. Имеется лишь одна неявная зависимость между содержанием MgO (до 5.47 мас. %) и появлением желтоватого оттенка в окраске пумпеллиита. В целом же пумпеллииты представлены железистыми разновидностями. Общее содержание окислов железа в их составе может меняться от 9 до 15.7 %.

Полученные данные позволяют наметить своего рода перелом в характере кристаллизации пренитов и пумпеллиитов, что можно трактовать как границу ката- и метагенеза [см. 7]. Имеется в виду частичное замещение пренита эпидотом в песчани-

как нижнесреднедевонских ирендыкской свиты и рыскужинской толщи (метагенез) в отличие от других изученных породных комплексов (поздний катагенез). Кроме того, степень распространенности пренита и пумпеллиита, наряду с другими признаками, позволяет выделить фации на уровне позднего катагенеза. Так, отложения среднего девона и некоторых толщ нижнего девона представляют пренит-пумпеллиитовую фацию позднего катагенеза. В то же время отложения верхнедевонской зилаирской серии, вероятно, следует отнести к ломонтитовой фации. Там пренит и тем более пумпеллиит развиты эпизодически, а в некоторых разрезах присутствует ломонтит. Правда, кристаллизация последнего происходит избирательно. Он встречается только в прослоях существенно известняковых песчаников [3] с базальным кальцитовым цементом. Очевидно, только там создавалась достаточно щелочная среда, необходимая для образования этого минерала. Судя по положению в разрезе, песчаники верхнедевонской зилаирской серии были погружены на меньшую глубину, чем ниже- и ниже-среднедевонские образования, следовательно, можно предположить, что различный уровень преобразования здесь определяется глубиной погружения. В то же время высокая степень перекристаллизации пород нижнесреднедевонских ирендыкской свиты и рыскужинской толщи, по-видимому, определяется еще и другими причинами. Вряд ли это влияние тектонического (стрессового) давления, поскольку степень деформации ирендыкских и рыскужинских слоев примерно такая же, как и ильтабановских, мансуровских, ишкининских, туратских. Все эти толщи находятся в одной и той же структурной зоне. Возможно, основным фактором здесь является вещественный состав. Ирендыкские и рыскужинские песчаники сложены только вулканогенным материалом, это тефроиды, в то время как состав других рассмотренных толщ несколько более сложный. Они содержат примесь сиалического материала. Здесь следует отметить, что Д. Кумбс [8] в Новой Зеландии выделил пренит-пумпеллиитовую метагравакковую фацию, в составе которой он отмечал кварц-пренитовую зону, разделенную на две ступени: более низкую (с минеральной ассоциацией: кварц, альбит, пренит, пумпеллиит, хлорит, кальцит, сфен, ортоклаз, мусковит) и более высокую (кварц, альбит, хлорит, сфен, актинолит, мусковит, кальцит, стильномелан, пумпеллиит и эпидот). Он пришел к выводу, что пумпеллиит образуется при значительно более высоком давлении, чем пренит. В то же время, из анализа уральского материала следует, что давление не имело столь значительного и характерного влияния.

Аутигенные минералы верхнедевонских и нижнекаменноугольных песчаников Боровской зоны представлены кальцитом, доломитом, сидеритом, кварцем, сульфидами, каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдами 1М. Такой набор минералов вполне согласуется с уровнем мезокатагенеза, установленном по отражательной способности витринита. В то же время среди них почти нет цеолитов. Зафиксированы только незначительные следы

анальцима, несмотря на обилие свежих плагиоклазов и обломков вулканитов.

Обращают на себя внимание локальные и точечные включения некоторых минералов, чуждых данному уровню катагенеза и данному составу пород. Так, только в одном образце нижневизейских красноцветных песчаников был встречен гейландит, хотя состав этого песчаника не отличается от выше и ниже лежащих пород. Причем количество его (гейландита) составляет 30 % от объема породы. Минерал хорошо раскристаллизован и имеет своеобразную красноватую окраску. Сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) у него выше, чем содержание CaO , соответственно 2.81—5.54 % и 1.29—1.76 %. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.86—5.38$ (5.6). Характерно высокое содержание окисного железа (2.50—4.36 %). Здесь же, в порах, встречаются единичные выделения другого цеолита, который по своим характеристикам близок к натролиту. Содержание Na_2O в нем около 11 %, а CaO всего 0.32—0.42 %. Вместе с цеолитами в этой породе можно увидеть отдельные крупные (до 0.7 мм) кристаллы сфалерита, содержащего примесь кадмия (до 0.07 %). Характерно, что сфалерита встречаются и в других частях изученного палеозойского разреза, мощность которого превышает 2000 м. В том числе, их можно встретить в карбонатных толщах. В порах встречаются также пирит и халькопирит, иногда минералы титана (по-видимому, брукит). В карбонатах и песчаниках местами присутствуют небольшие агрегаты фиолетового флюорита. В глинистых породах и песчаниках в визейской части разреза нередко выделения барита и целестина, как в виде отдельных кристаллов и агрегатов из нескольких кристаллов, вкрапленных в породе, так и агрегатов, выполняющих пустоты, а иногда и трещины. Присутствие указанных минералов свидетельствует о влиянии восходящих флюидов на постседиментационные процессы. О межпластовом перемещении водных флюидов [6] говорит и наличие пятнистого кальцитового цемента и каолинита в составе цемента и в порах (в том числе в полостях раковин), кристаллов ангидрита, появляющихся местами в виде порового и пойкилобластового цемента в песчаниках, а также в порах и полостях в карбонатах, в том числе, местами частично замещающая ромбические кристаллы доломита.

Точечная и локальная кристаллизация сфалерита, халькопирита, пирита, барита, а также цеолитов и других минералов может быть объяснено переносом соответствующих элементов нефтяными флюидами. Об этом свидетельствует постоянное присутствие битумного вещества в порах, а также в виде пленок по поверхностям многочисленных стилолитов и парастилолитов в карбонатах. О генетической связи многих рудопоявлений свинца и цинка с нефтяными водами известно давно [например, 1]. А миграция растворенных металлов во многом обеспечивается пластовыми сероводородными водами нефтяного типа [например, 5], их осаждение происходит на геохимических барьерах на пути движения вод. При этом рудные компоненты частично извлекаются из терригенных минералов и органи-

ческих соединений в процессе трансформации органического и глинистого вещества. Хорошо известно [2, и др.], что в условиях катагенеза происходит активное перераспределение рудных элементов, таких как Pb, Zn, Cu, Li и др.

При отсутствии органического вещества и нефтяных вод влияние флюидов носит несколько другой характер. Так, в граувакках нижнего, среднего и верхнего девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала, преобразованных до стадии глубокого катагенеза, отсутствуют выделения рудных минералов. В то же время некоторые особенности этих пород свидетельствуют об участии флюидов и/или стрессовых условий в ходе постседиментационных преобразований. Несмотря на устойчивый состав аллотигенных компонентов в рядом расположенных разрезах или участках пород, иногда наблюдается резко различная насыщенность аутигенными минералами (пренитом, пумпеллиитом, минералами группы эпидота, кварцем, сульфидами). Так, в песчаниках улутауской свиты среднего-верхнего девона местами можно видеть ориентированные цепочки светлых изометричных пятен диаметром до нескольких миллиметров, представляющие собой следы перемещения флюидов по ослабленным зонам. Главными аутигенными минералами в этих породах являются пренит и, в меньшей степени, пумпеллиит. Пренит (размер лейст которого 0.02—0.03 мм, редко крупнее) развивается по зернам плагиоклазов, пумпеллиит в виде редких чешуек (до 0.02 мм) — по пироксенам, плагиоклазам и матриксу. При этом светлые пятна значительно больше насыщены пренитом, слагающим крупные розетки и лейсты до 0.5 мм, замещающие зерна плагиоклазов, частично матрикс и обломки вулканических пород. Вдоль

упомянутых цепочек отмечается также насыщение породы пумпеллиитом (густоокрашенным, с сильным плеохроизмом и аномальными чернильными и коричневатыми цветами интерференции, с размером чешуй до 0.3—0.4 мм).

Литература

1. *Виноградов В. И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка // Литол. и полез. ископаемые, 1969. № 5. С. 60—68.
2. *Курило М. В.* Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса // Литол. и полез. ископаемые, 1993. № 2. С. 44—55.
3. *Мизенс Г. А., Клещенко Н. С.* Аутигенные цеолиты и альбит в палеозойских обломочных толщах Южного и Среднего Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении «Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского». Вып. 7. Пермь: Перм. ун-т, 2005. С. 142—148.
4. *Нечеухин В. М.* Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М: Наука, 1969. С. 5—119.
5. *Старостин В. И., Соколов Б. А.* Флюидодинамические условия формирования металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов // Изв. секции наук о Земле РАН. Вып. 1, 1998. С. 12—22.
6. *Юдович Я. Э.* Флюидное минералообразование — альтернатива литогенезу? Обзор // Уральск. геол. ж. 2009, № 4 (70). С. 31—80.
7. *Янакшурт О. В.* Основы учения о литогенезе. М.: Моск. ун-т, 2005. 379 с.
8. *Coombs D. S.* Lower grade mineral facies in New Zealand // Intern. Geol. Congr., XXI Sess., p-t. XIII. Copenhagen. 1960. P. 339—351.

ЛОМОНТИТ – ИНДИКАТОР ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ КАТАГЕНЕЗА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

В. В. Копорулин

Геологический институт РАН, Москва; rima@ginras.ru

Ломонтит входит в группу цеолитовых минералов, кристаллическая решетка которых состоит из тетраэдров SiO_2 и Al_2O_3 . В 1950-е гг. исследователи полагали, что он, подобно другим цеолитам, образуется в диагенезе, но уже в начале 1960-х гг., в основном благодаря работам А. С. Запорожцевой с соавторами [1] и А. Г. Коссовской [2] прочно утвердились представления об образовании минерала в катагенезе. Однако, вплоть до настоящего времени остается неясным, действием какого фактора (или факторов) вызвано его образование в стратиферее. Высказывавшиеся ранее представления о ведущей роли давления, температуры и определенного вещественного состава пород оказались несостоятельными.

Ломонтит присутствует в осадочных толщах многих районов Российской Федерации от европейской её части до Чукотки и Сахалина. Возраст толщ варьирует от палеозоя до кайнозоя; они приурочены к различным тектоническим структурам молодых и древних платформ, щитов, обычно ограниченных крупными разломами. Минерал установлен в морских и континентальных отложениях гумидной и засушливой зон, при глубине захоронения от нескольких десятков до нескольких тысяч метров; известны случаи образования его на дневной поверхности вблизи от устья источников подземных вод. Он характерен для различных типов пород (терригенных, карбонатных, туфогенных, хемогенных), обладающих зернистой, комковатой, ооидной структурой или повышенной трещиноватостью. Известны находки его в милонитизированных трещиноватых метаморфических породах.

Районы проявления ломонтитовой минерализации, как правило, совпадают с районами распространения высокощелочных подземных вод гидрокарбонатных или хлоридно-гидрокарбонатных натриевых (содовых) подземных вод. В буровых скважинах ряда районов доказано сосуществование в разрезе таких вод и ломонтита, аналогичный тип воды характерен для источников, вблизи от устья которых минерал образуется на поверхности. Появление таких вод в осадочных толщах вызвано различными процессами, среди которых наиболее значимыми ныне признаются гидролиз алюмосиликатов [4] и раскрытие гидрогеохимических систем с высоким содержанием углекислоты при уда-

лении из них CO_2 и, как следствие, при повышении pH [3].

Приведенные данные позволяют заключить, что ломонтит представляет собой водородный минерал, для формирования которого необходимы повышенная щелочность раствора, в котором протекает реакция. Присутствие в его кристаллической решетке тетраэдров Al_2O_3 , согласуется с этим выводом, поскольку для возникновения их необходимы именно щелочные условия [5]. В осадочных толщах ломонтит формируется обычно при циркуляции в них щелочных (pH 9–10) гидрокарбонатных натриевых подземных вод разного генезиса, замещающая многие алюмосиликаты, иногда также карбонаты. В последнем случае, как и при выпадении из растворов он использует SiO_2 и Al_2O_3 , заключенные в самих растворах. Разнообразие геологических обстановок образования минерала отражает многообразие условий формирования щелочных подземных вод и известную независимость его от таких факторов как давление, температура и вещественный состав пород.

Таким образом, все изложенное позволяет рассматривать ломонтит как важный индикатор высокощелочных гидрохимических условий развития катагенетических процессов в осадочных толщах, подобно тому, как каолинит является индикатором кислых, а иллитизация смектита — слабощелочных условий.

Литература

1. Запорожцева А. С., Вишневецкая Т. Н., Глушинский П. И. Цеолиты меловых отложений Севера Якутии // Литол. и полез. ископаемые, 1963. № 2. С. 161–177.
2. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Наука, 1962. 206 с.
3. Крайнов С. Р., Рыженко Б. М., Швецов В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные, экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 676 с.
4. Шварцев С. Л., Рыженко Б. Н., Алексеев В. А. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: СО РАН, 2007. 389 с.
5. Франк-Каменецкий В. А., Котов В. Н., Томашенко А. Н. К вопросу о роли Al^{IV} и Al^{VI} при преобразовании и синтезе слоистых силикатов // Геохимия, 1973. № 8. С. 1153–1162.

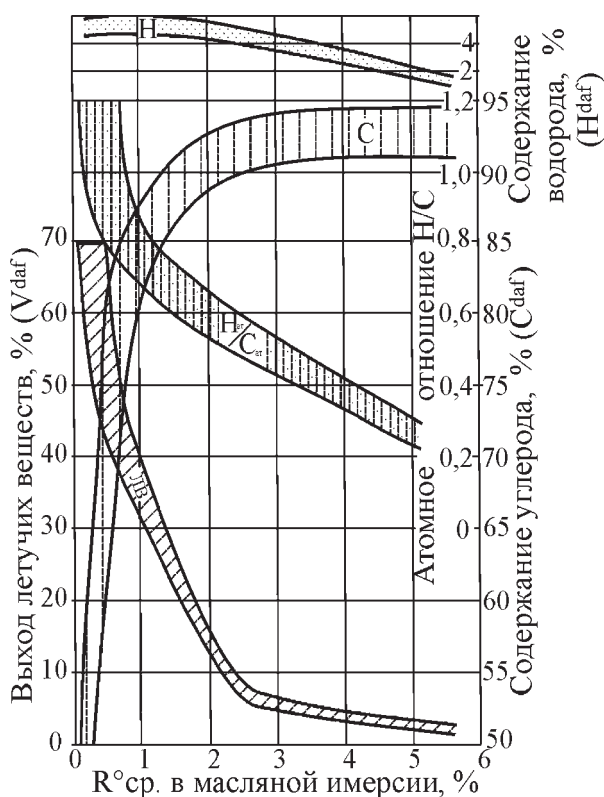
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕЙФМАНА–ВАССОВЕВИЧА УГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ИХ ПОВЕДЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

С. В. Рябинкин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *Ryabinkin@geo.komisc.ru*

Хотя угольное органическое вещество (УОВ) не является минералом, оно представляет очень удобный и перспективный объект для построения геологических и геохимических моделей — в частности, моделей катагенеза. Между различными физико-химическими показателями качества УОВ существуют различные взаимоотношения, часто довольно сложные (см. рисунок).

Взаимосвязь между содержанием основных углеобразующих элементов (углерод, водород, кислород, азот, сера и, частично, фосфор) и технологическими свойствами углей очень сложна. Для более детального и полного анализа в работе [1] была предложена диаграмма атомных отношений Н/С и О/С, которая в свое время была прорывом в классификации гумусового и сапропелевого УОВ. Вместе с тем, в диаграмме Ван Кревелена как показал М. Л. Левенштейн [2], не полностью отражена сущность процесса катагенетической трансформации УОВ, важной характеристикой которой является генерация летучих продуктов углефикации.



Зависимость между отражательной способностью витринита и химическими характеристиками степени метаморфизма (по: [5]).

ЛВ — летучие вещества, К^{ср.} — средняя отражательная способность витринита в масл. иммерсии

Предлагается дополнить показатели Н/С и О/С диаграммой Лейфмана–Вассоевича [3]. Ими было предложено очень важное соотношение $F_1 = (N_{at} - 2 \cdot O_{at}) / C_{at}$. В дальнейшем в литературе это соотношение стали называть коэффициентом Лейфмана–Вассоевича. Его физический смысл — удельное содержание водорода, который может остаться после потери *всего* кислорода при гипотетически полной дегидратации. Оказывается, экстремальные значения коэффициента Лейфмана–Вассоевича совпадают с очень важным рубежом процесса углефикации — сменой преимущественной генерации диоксида углерода на углеводородную составляющую (в которой преобладает в основном метан).

Рассмотрим динамику образования флюидов при региональном метаморфизме углей, используя не **арифметически** пропорциональное, а **геометрически** пропорциональное значение убыли УОВ при катагенезе. При таком подходе точка инверсии как раз приходится на экстремум значений коэффициента Лейфмана–Вассоевича. В этой точке происходит необычное явление — достигаются максимальная величина генерации как CO₂, так и углеводородных газов.

Может показаться, что введение показателя экстремума коэффициента Лейфмана–Вассоевича осложнено большой изменчивостью значений этого коэффициента. Кроме того, в самом определении экстремума заложена некоторая неопределенность. Метод определения содержания кислорода неточен и аккумулирует различные неточности других методов. С другой стороны, определение УОВ расплывчато и не конкретно. Но все это в значительной степени компенсируется определенными выгодами — возможностью по-новому взглянуть на процесс спекания углей [4].

Литература

1. Ван-Кревелен Д. В., Шуер Ж. Наука об угле. М.: Госгортехиздат, 1960. 303 с.
2. Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра. Т. 1. С. 113–123.
3. Лейфман И. Е., Вассоевич Н. Б. Новая диаграмма для сопоставления горючих ископаемых по атомным соотношениям водорода // Докл. АН СССР, 1980. Т. 253. № 3. С. 674–678.
4. Рябинкин С. В. Спексающиеся свойства угля: различные подходы // Вестник Института геологии, 2010. № 9. Вып. 1. С. 41–42.
5. Teichmuller M. Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdol- und Erdgasprospektion // Erdol und Kohle. 1971. Bd. 24. S. 69–71.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРИТА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА ПО СТАДИЯМ ЛИТОГЕНЕЗА И УГЛЕФИКАЦИИ

К. М. Седаева

Геологический факультет Московского государственного университета, Москва; sedaeva-mgu@mail.ru

Пирит в палеозойских разрезах угленосных комплексов Евразии встречается в виде микро-вкраплений, макроскопически заметных конкреций, реже пропластков и прослоев и крайне редко в виде псевдоморфоз по фауне и растительным остаткам. Относительно хорошо изучены типоморфные особенности и характер распространения пирита по разрезу и на площади в угленосных отложениях нижнего и среднего карбона Донецкого бассейна. Он встречается здесь во всех угольных пластах и литологических типах и разностях пород, а также на различных стадиях литогенеза и углефикации, являясь «сквозным» минералом, стадийно изменяющим свой состав и свойства, как и вмещающие его породы [2]. Пиритизацию углей и углевмещающих пород Донецкого бассейна начали детально изучать со второй половины XX столетия П. В. Зарицкий (1959, 1961), Л. Я. Кизильштейн (1972, 1975), доказавшие ее диагенетическую природу. Геохимические особенности пирита из различных зон углефикации и преобразования пород (литогенеза) пока слабо освещены в геологической литературе. Были исследованы пириты углей и углевмещающих пород от склона Восточно-Европейской платформы, где породы наименее преобразованы (угли длиннопламенные — марки Д), до сильно измененных толщ осевой части Донецкого прогиба (угли антрацитовые — марки А), входящего в состав Днепровско-Донецкого проторифта. С тектоническим положением описываемых районов хорошо увязываются зональность метаморфизма углей, зоны преобразования углевмещающих пород и стадийные геохимические изменения пирита.

На стадии раннего (начального) катагенеза (угли длиннопламенные — марки Д) пирит характеризуется диффузионно-рассеянным выделением в углях и углевмещающих породах и глобулярным строением, образуя тонкую, единичную, «сыпьевидную», пылевидную вкрапленность, реже округлой, «глазковой» формы или встречаясь в виде псевдоморфоз (по мелким раковинам фораминифер и фитокластам) и микроагрегатных скоплений (в полостях растительных клеток). В составе элементов-примесей пирита углевмещающих пород отмечается присутствие (%) Ti (0.01), Mn (0.01), Ni (0.004), Pb (0.003) и Ag (0.00001), суммарное содержание элементов-примесей составляет 0.02701 %, а их число не превышает пяти. В составе пирита угольных пластов присутствуют (%): Ti (0.1), Ni (0.03), Pb (0.03), Zn (0.03), Cu (0.008), V (0.005), Mn (0.005) и Zr (0.005 %); суммарное их содержание составляет 0.213 %, а число — больше, чем в породах — восемь. В пирите отмечается избыток серы в его составе (S/Fe 2.14—2.16 при стандартном их отношении 1:2); для него характерна, по данным метода декрипитации, низкая тем-

пература образования (55—75°). Это обусловило [2]: 1) низкие значения параметра элементарной ячейки (0.5415 нм); 2) искажение структуры и 3) незначительные нарушения стехиометричности его состава, несмотря на то, что видовой состав элементов — примесей резко обедненный, а их содержание — достаточно низкое. Несколько повышенное содержание элементов-примесей в пирите угольных пластов и относительно более разнообразный их состав по сравнению с пиритом углевмещающих пород можно объяснить их сорбцией и концентрацией в исходной растительной массе. Резко обедненный состав элементов-примесей и низкая степень видового их разнообразия в пирите углевмещающих пород указывает на то, что на данной стадии литогенеза и углефикации пирит наследует геохимические черты захороненных иловых и отчасти поровых вод.

В зоне глубинного (позднего) катагенеза (газовые и жирные угли — марки Г и Ж) пирит встречается как в тонкораспыленном, так и в виде хорошо ограненных кристаллов размером 0.3—1 мм и характеризуется глобулярно-полифрамоидальным строением. В составе элементов-примесей пирита углевмещающих пород зоны развития газовых углей отмечается присутствие (%) As (0.15), Ni (0.1), Co (0.05), Ba (0.03), Mg (0.01), Mn (0.01), Cu (0.01), Mo (0.008), Sn (0.002), Pb (0.001), V (0.001) и Ga (0.0006). Суммарное их содержание составляет 0.372 % (что в 13 раз выше, чем в пирите зоны раннего катагенеза!), а число увеличивается до 12 (вместо 5 элементов!). В элементном составе пирита угольных пластов присутствуют (%) As (0.3), Ba (0.15), Ti (0.1), Ni (0.01), Cu (0.06), Mg (0.01), Sn (0.01), Mn (0.007), Mo (0.003), Pb (0.002), Co (0.0015) и Ga (0.0006). Суммарное их содержание составляет 0.7351 % (что почти в два раза выше, чем в пирите углевмещающих пород!), а число — 12 (вместо 8 элементов по сравнению с пиритом угольных пластов зоны раннего катагенеза), хотя соотношение Ni:Co > 1 в том и другом случае. В пирите углевмещающих пород присутствует ванадий и отсутствует титан в отличие от пирита угольных пластов, в котором нет ванадия, но есть титан и в том же содержании (0.1 %), что и в пирите зоны раннего катагенеза. Присутствие титана отмечалось ранее в пирите угольных пластов и в зоне начального катагенеза вместе с ванадием. Однако под воздействием изменения среды произошла миграция ванадия в связи с увеличением Р и Т и началом преобразования захороненного органического вещества как слагающего угольные пласты (ОВ), так и рассеянного в породах (РОВ), в то время как титан оставался «более стойким» к этим изменениям; другим источником миграционного V могло быть глинистое вещество. Геохимический спектр элементов-примесей здесь богаче, чем в пирите зоны началь-

ного катагенеза, в связи с появлением халькофильных и сидерофильных (As, Co, Ni, Mn) элементов, несмотря на избыток серы в составе пирита (S/Fe 2.12). Это связано, вероятнее всего, с незначительным внедрением гидротермальных растворов и их смешением с петрогенными (или талассогенными) и отчасти поровыми растворами. Резко пониженное содержание кобальта в пирите угольных пластов по сравнению с содержанием его в пирите углевмещающих пород, а также с содержанием никеля вероятнее всего связано с его повышенной миграционной способностью в смешанных гидротермально-талассогенных растворах, обогащенных ОВ, возможно гумусово-сапропелевой природы.

В составе элементов–примесей пирита углевмещающих пород зоны развития жирных углей отмечается присутствие (%) Mn (0.6), Zn (0.4), Ba (0.3), As (0.2), Mg (0.015), Cu (0.1), Ni (0.05), Sn (0.03), Sb (0.02), Ti (0.02), Pb (0.02), V (0.02), Cr (0.02), Nb (0.015), Zr (0.01), Co (0.005), Y (0.0008), Yb (0.00077), Be (0.0002) и Ag (0.0001). Суммарное их содержание составляет 1.826 %, число увеличивается до 20 при значительном преобладании халькофильных и сидерофильных элементов (в сумме около 1.5 %), что косвенно свидетельствует о внедрении гидротермальных растворов и их смешении с талассогенными растворами. *В элементном составе пирита угольных пластов* присутствуют (%) Zn (0.3), Ba (0.2), Mg (0.1), Mn (0.1), Sn (0.02), As (0.02), Sb (0.01), Ni (0.01), Co (0.006), Y (0.0008), Yb (0.0007) и Be (0.0001). Суммарное их содержание составляет 0.7676 %, а число несколько изменяется в связи с появлением цинка, сурьмы, иттрия, иттербия и бериллия при отсутствии в них титана и резком снижении содержания мышьяка до 0.02 вместо 0.3 % в пирите зоны газовых углей, хотя число элементов-примесей осталось прежним (12). Суммарная концентрация элементов-примесей и видовое их разнообразие значительно увеличивается в элементном составе пирита углевмещающих пород и незначительно — в пирите угольных пластов при отношении S/Fe = 2.08 и Ni/Co > 1.

Таким образом, для пирита стадии *позднего катагенеза* (угли марок Г–Ж) характерно: 1) относительно повышенное содержание и пестрый и отчасти меняющийся состав элементов-примесей как в углях (12 элементов при суммарном их содержании 0.7441–0.7676 %), так и в углевмещающих породах (12–20 элементов при суммарном их содержании 0.3720–1.826 %); 2) появление среди них сидерофильных (Ni, Co), халькофильных (или Zn, или Cu) и катионо — и анионогенных литофильных (Be, Sc, Y, Yb, Ga и др.) элементов; 3) несколько повышенное содержание Fe, несмотря на избыток S в своем составе (S/Fe 2.13–2.08), что привело к увеличению значений параметра элементарной ячейки (0.5416–0.5417 нм), близких к теоретическому. Формирование пирита на данной стадии литогенеза происходило на фоне дальнейшего усиления катагенетических преобразований пород и углей под воздействием термобарического фактора. Об этом свидетельствует присутствие микрофаз сфалерита и барита в его кристаллах, а также и температурный интервал среды

образования, определенный методом декрепитации газовой-жидких включений в пирите, соответствующий 60–85 °С в зоне развития газовых углей и 120–140° в зоне распространения жирных углей [2]. Пирит значительно обогащен малыми, редкими и рассеянными элементами, миграция и выпадение которых происходит на геохимических барьерах при различных значениях рН среды из смешанного гидротермально-талассогенного раствора, циркулировавшего среди углевмещающих пород и угольных пластов. Гидротермально-талассогенные растворы содержали в своем составе различные органические, органико-минеральные Fe-органические и другие элементарноорганические образования в связи с трансформациями и дальнейшими преобразованиями захороненного ОВ и РОВ. Формирование талассогенных (петрогенно-водных) растворов связано с преобразованием силикатных и алюмосиликатных компонентов (*обломочных и карбонатных*) пород и углей и отжигом из них вод в связи с дальнейшим их уплотнением при погружении на глубину. К ним примешивались в незначительном количестве гидротермальные растворы. Поведение и подвижность многих химических элементов в таких растворах не всегда предсказуема. Возможно многие из них соосадились селективно с гидроокислами железа, сульфидами цинка и сульфатами бария, минеральное присутствие которых было выявлено в микрофазах пирита. Богатый спектр химических элементов в составе пирита углевмещающих пород также косвенно говорит о частом и неоднократном изменении физико-химических условий среды его образования, а также о насыщенности растворов сидеро- и халькофильными, редкими, редкоземельными элементами, источниками которых были присутствующих в составе песчаников, алевролитов, глинистых и отчасти карбонатных пород обломки эффузивных пород и пирокластический слюдистый материал [1].

В зоне раннего (начального) катагенеза (угли тощие — марки Т) пирит образует гнездовую, линзовидно-прожилковую и конкреционную вкрапленность и приурочен к зонам микродислокационных нарушений, для него характерно полифрамбоидальное строение с явлениями перекристаллизации в сторону укрупнения минерала и приобретением им кристаллографических форм (в основном кубов). *В составе элементов-примесей пирита углевмещающих пород зоны развития тощих углей (марки Т)* отмечается присутствие (%) As (0.2), Pb (0.01), Zn (0.08), Ni (0.08), Co (0.06), Cu (0.06), Ba (0.05), Mg (0.03), Cr (0.02), Zr (0.005) и Be (0.0001). Суммарное содержание элементов-примесей составляет 0.7051 % (что почти в 2.5 раза меньше чем в зоне развития жирных углей), а число их уменьшается почти в два раза — до 11 элементов (*против 20!*). В их составе исчезают катионо- и анионогенные литофильные (Sc, Y, Yb, Ga и др.) элементы за исключением Be и Zr и возрастает содержание сидерофильных и халькофильных элементов на фоне резкого снижения содержания Ba (*почти в браз!*). *В элементном составе пирита угольных пластов* присутствуют (%) Ni (0.1), Co (0.1), As (0.1), Pb (0.1), Zn (0.1), Cu (0.08), Mg (0.02), Cr (0.02), Zr (0.001) и Be (0.0001). Суммар-

ное содержание элементов-примесей составляет 0.6211 %, а их число несколько уменьшается до 10 элементов (*против 12 элементов в зоне развития жирных углей*). Здесь отмечается такая же закономерность в элементном его составе, что и в пирите углевмещающих пород, с резким преобладанием содержания сидерофильных и халькофильных элементов и отсутствием иттрия и иттербия, относящихся к группе катионо- и анионогенных литофильных элементов. Однако величина Ni/Co в том и другом случаях >1. Геохимический спектр пирита не столь богат элементами-примесями по сравнению с поздней стадией глубинного катагенеза (угли Ж), их суммарное количество составляет 0.7051 % — в пирите углевмещающих пород и 0.6211 % — в пирите угольных пластов, несмотря на незначительный избыток серы (S/Fe 2.08) и повышенные температуры образования 130—165° [2].

Пирит поздней стадии метагенеза (полуантрациты и антрациты — угли марки ПА и А) образует крупную гнездовую вкрапленность и (или) крупные кубической формы метакристаллы нередко с реликтами пирита сферической формы, особенно в зонах микродислокационных нарушений. *В составе элементов-примесей пирита углевмещающих пород зоны развития углей марки ПА* отмечается присутствие (%) As (1.0), Mg (0.5), Co (0.1), Ni (0.08), Cu (0.06), Pb (0.05), Ti (0.03), Zr (0.06), Ba (0.02), Zn (0.01), Sb (0.015), V (0.001), In (0.0015), Cr (0.001), Ag (0.0006) и Ga (0.0003). Суммарное их содержание составляет 2.0159 %, а число увеличивается до 17 элементов. *В элементном составе пирита угольных пластов* присутствуют (%) As (0.8), Co (0.2), Mg (0.1), Ni (0.08), Mn (0.08), Cu (0.08), Pb (0.06), Zn (0.02), Sb (0.01), Ti (0.01), V (0.001), Cr (0.001), Ag (0.0005) и In (0.0005). Суммарное их содержание составляет 1.4430 %, а число увеличивается до 14 элементов. В том и другом случаях суммарное содержание элементов-примесей в пирите >1 % при отношении Ni/Co < 1 и при незначительном дефиците серы в его составе, чему способствовали увеличение температуры образования до 190—210° и наличие зон микродислокационных нарушений [2]. В геохимическом спектре отчетливо наблюдается резкое преобладание сидерофильных (Co, Ni, Cr и отчасти в угольных пластах Mn) и халькофильных (As, Sb, Pb, Zn, Cu, Ag, In) элементов над всеми другими их видами, при этом первые преобладают над вторыми. Это обусловлено значительным влиянием гидротермальных растворов, что привело к появлению в пирите микрофаз Co-пирротина, арсенопирита, сфалерита, галенита и халькопирита.

В составе элементов-примесей пирита углевмещающих пород зоны развития углей марки А отмечается присутствие (%) Co (0.4), As (0.3), Mg (0.3), Cu (0.3), Ti (0.05), Pb (0.05), Sn (0.015), Zn (0.01), Ni (0.01), Zr (0.005), Mn (0.001), V (0.001 %), Ga (0.005) и Be (0.0002). Их суммарное содержание составляет 1.4437 %, а число — 14 при значительном преобладании халькофильных и сидерофильных элементов (в сумме около 1.4 %) и при дефиците серы и избытке железа (S/Fe 1.97) в составе пирита. *В элементном составе пирита угольных пластов* присутствуют

(%) Co (0.3), Mg (0.3), Cu (0.1), Pb (0.015), Mn (0.001), V (0.001) и Be (0.0001). Суммарное их содержание составляет 0.9381 %, а число уменьшается до 10 при преобладании сидерофильных над халькофильными элементами. Суммарное содержание элементов-примесей в пирите углевмещающих пород >1 %, в то время как в пирите угольных пластов <1 % при величине Ni/Co <1 (0.02). В геохимическом спектре пирита отмечается значительное увеличение содержания Co (до 0.2 % в породах и 0.4 % в угольных пластах). Высокой концентрации сидерофильных и халькофильных элементов способствовали дальнейшее увеличение температур среды образования до 220—260° и наличие зон микродислокационных нарушений, что обусловило образование в кристаллах пирита микрофаз Co-пирротина, гематита, арсенопирита, халькопирита, магнезиоферрита и талька [2]. Образование микрофаз происходило при различных рН, возможно при значительном влиянии гидротермальных над талассогенными растворами. Таким образом, для пирита данной стадии литогенеза и углефикации характерно: 1) преобладание в составе элементов-примесей сидерофильных элементов над халькофильными; 2) повышенное содержание кобальта и его количественное преобладание над никелем; 3) отсутствие бария и отчасти циркония как в пирите углевмещающих породах, так и в пирите угольных пластов.

На основании геохимических исследований пирита угленосных отложений Донецкого бассейна выявлено следующее. 1. Каждой стадии литогенеза и углефикации соответствует определенный геохимический спектр элементов-примесей в составе пирита углевмещающих пород и угольных пластов. 2. Повышенное содержание элементов-примесей и наибольшее их разнообразие в составе пирита отмечается на стадии позднего катагенеза (угли марки Ж) и метагенеза (угли марки ПА и А), что связано с изменением термобарических условий, внедрением и смешением гидротермальных растворов с талассогенными и значительным преобразованием ОВ, РОВ и глинистой составляющей пород. Поведение и подвижность многих химических элементов в таких растворах не всегда предсказуема. 3. По мере увеличения степени преобразования пород и углефикации в геохимическом спектре пирита происходит постепенное нарастание в его составе доли халькофильных и сидерофильных элементов и исчезновение катионо- и анионогенных литофильных элементов. 4. По количественному и качественному составу элементов-примесей можно косвенно судить о стадии преобразования пород и углефикации с учетом присутствия среди них халькофильных и отчасти сидерофильных элементов.

Литература

1. Крашенинников Г. Ф., Волкова А. Н., Иванова Н. В. и др. Влияние генетических особенностей на формирование физико-механических свойств пород среднего карбона Донецкого бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геологическая, 1984. № 2. С. 37—52.
2. Видулов А. Г., Седаева К. М. Пирит угленосных отложений Донбасса. М.: МГУ, 2002. 171 с.

АММОНИЙ-СОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕГОРШИНО-КАМЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА)

И. Е. Стукалова, Б. А. Сахаров

Геологический институт РАН, Москва; stukalova@ginras.ru

Обнаруженные в составе пелитовой фракции пород слюдистые минералы, относящиеся к аммоний-содержащим слюдам (иллит-тобелитового изоморфного ряда) представляют интересный объект для исследования, так как являются минералами-индикаторами геодинамических условий преобразования осадочных комплексов в регионе [2]. Кроме того, появление новых данных по составу исследуемых минералов позволяет рассмотреть вопрос о происхождении и условиях формирования этих минералов.

Алтынайское и Егоршинское угольные месторождения принадлежат к группе месторождений Егоршино-Каменского угленосного района, расположенного на восточном склоне Среднего Урала (в восточной части Свердловской области). Из всей группы месторождений Алтынайское и Мостовской (северный) участок Егоршинского месторождения характеризуются наиболее сложным строением и тектоникой, а также повышенной дислоцированностью и метаноносностью пород и углей [1, 3]. Угленосные отложения в Егоршино-Каменском районе имеют значительную мощность (около 1000 м) и подразделяются на три свиты: нижнюю песчаниковую, продуктивную угленосную и надугольную. Возраст угленосных отложений раннекарбонный ($C_1 t-v$) [3]. Из-за сложности тектонического строения надежно выделяется лишь продуктивная угленосная егоршинская свита. Она представлена чередованием углистых аргиллитов, мелко- и крупнозернистых алевролитов, глинистых сланцев, углисто-глинистых кровельных сланцев и пластов углей (антрацитов; $C = 93.3\%$) различной мощности, реже мелкозернистых песчаников. Всего выделяется около 17 угольных пластов, 10 из которых имеют мощность более 1 м [3]. Мощность пластов крайне невыдержанна, отмечаются раздувы и выклинивания. Почвы и кровли пластов антрацитов представлены глинистыми сланцами. Отмечаются многочисленные разрывные нарушения во взаимоперпендикулярных направлениях, часто разбивающие породы на блоки разных размеров.

Среди проанализированных образцов встречаются породы разной степени преобразованности: алевролит крупнозернистый, алевролит песчанистый, аргиллит углистый, уголь, глинистый сланец, кровельный сланец (см. таблицу). Степень метаморфизма пород и углей Алтынайского месторождения несколько выше, чем Мостовского участка Егоршинского месторождения. Величина отражения витринита в антрацитах Алтынайского месторождения составляет 2.2–2.5 % (R_o), в углях Мостовского участка она ниже — 1.7–1.8 % (R_o).

В работе изложены результаты изучения структурных особенностей аммоний-содержащих слюд — тобелитов, в смеси с другими глинистыми минера-

лами. Ранее тобелиты были установлены нами на качественном уровне, главным образом на основе анализа положений рентгеновских дифракционных максимумов. В настоящее время на модернизированном рентгеновском дифрактометре ДРОН-4-13 с $CuK\alpha$ излучением появилась возможность снимать экспериментальные дифрактограммы, зарегистрированные по определенным точкам и воспроизводить эти дифракционные кривые на компьютере. Применение нового подхода к интерпретации этих дифракционных кривых позволило получить новые интересные результаты по структурным особенностям слюдистых минералов в составе пелитовой (<0.001 мм) фракции пород и углей. С помощью метода моделирования дифракционных картин [7] были рассчитаны дифракционные кривые для смесей каолинита, тобелита, пиррофиллита и других глинистых минералов. Рассчитанные (смоделированные) дифракционные кривые сравнивались с экспериментальными дифрактограммами, полученными по фиксированным точкам. Такой подход позволяет решать многие задачи, в нашем случае — это прежде всего, возможность выявить структурные характеристики калиевых тобелитов, т. е. установить являются ли исследуемые минералы смешанослойными структурами, в которых NH_4^- тобелитовые слои (10.35 E) чередуются с К-иллитовыми слоями (9.98 E), или же их структура образована однородными слоями, в которых сосуществуют катионы NH_4^+ и K^+ .

Решение этой задачи позволяет говорить об особенностях образования этих минералов. С другой стороны применение компьютерного моделирования позволяет оценить количественное содержание различных глинистых минералов в исследуемых образцах. Это помогает выяснить условия образования и преобразования пород в осадочных комплексах. Полученные нами экспериментальные и расчетные данные представлены в таблице, где даны результаты анализов образцов Алтынайского месторождения (3/А—13/А) и Мостовского участка Егоршинского месторождения (1/М—4/М) и некоторые другие.

В составе пелитовой фракции этих образцов установлены каолинит (35–89 %), аммоний-содержащие (NH_4) минералы (8–62 %), пиррофиллит (3–30 %) и хлорит (3–7 %). В образцах Мостовского участка пиррофиллит отсутствует. Среди NH_4^- -содержащих минералов установлены несколько разновидностей, отличающихся между собой структурой и процентным содержанием ионов аммония: NH_4^- -иллит-сметтит (I/S), К-тобелит-сметтит (T/S), К-тобелит (T), NH_4^- -иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V).

Слюдистый минерал наиболее сложной структуры, NH_4^- -иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V) уста-

Состав пелитовой фракции пород и степень метаморфизма углей в нижнекарбоновых отложениях Егоршино-Каменского района восточного склона Урала

№ п/п	№ обр.	Характеристика	R _o , %	Состав пелитовой фракции пород (%)				Аммоний-содержащие минералы
				Каолинит	NH ₄ -сол. м-лы	Пиро-филлит	Хлорит	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Алтынайское месторождение								
1	3/А	Алевролит к/з		40	30	30	-	NH ₄ -иллит-сметтит (I/S), 20% NH ₄
2	4/А	Алевролит к/з		89	8	3	-	К-гобелит-сметтит (Т/S), 56% NH ₄
3	5/А	Глинистый сланец		53	23	24	-	NH ₄ - иллит-сметтит (I/S), 29 % NH ₄
4	6/А	Аргиллит углистый		69	27	4	-	NH ₄ - иллит-сметтит (I/S), 29 % NH ₄
5	7/А	Уголь (антрацит)	2.5	70	17	6	7	К-гобелит (Т), 59% NH ₄
6	8/А	Алевролит к/з		84	16	-	-	К-гобелит (Т), 59% NH ₄
7	12/А	Кровельный сланец	2.2	75	25	-	-	К-гобелит (Т), 73% NH ₄
8	13/А	Уголь (антрацит)	2.5	71	22	7	-	К-гобелит (Т), 70% NH ₄
Мостовской участок Егоршинского месторождения								
9	1/М	Уголь	1.8	88	9	-	3	К-гобелит (Т), 68% NH ₄
10	2/М	Аргиллит углистый		83	14	-	3	NH ₄ - иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V), 20% NH ₄
11	3/М	Алевролит песчанистый		35	62	-	3	NH ₄ - иллит-сметтит (I/S), 20% NH ₄
12	4/М	Уголь	1.7	89	11	-	-	NH ₄ - иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V), 19% NH ₄

новлен в образцах Мостовского участка. Остальные аммоний-содержащие минералы установлены и в Алтынайском месторождении и в Мостовском участке. Они также отличаются между собой количественным содержанием ионов аммония. Метод моделирования дифракционных кривых позволил рассчитать содержание ионов аммония в этих разностях. Так, NH_4 -иллит-сметтит в образцах 3/А и 3/М содержит до 20 %, а в обр. 5/А и 6/А — 29 % ионов аммония.

Калиевый тобелит-сметтит (Т/S) содержит в своей структуре 56 % ионов аммония (обр. 4/А). Калиевые тобелиты (Т) содержат 59—73 % ионов аммония.

Аммоний-содержащий иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V) содержит 19—20 % ионов NH_4 (обр. 2/М и 4/М, Мостовской участок). Намечается тенденция увеличения содержания ионов аммония с увеличением степени метаморфизма породы.

По результатам микронзондового химического анализа в слюдястых минералах отмечается большой разброс содержания калия ($\text{K}_2\text{O} = 0.11—1.63$ %). В этих минералах был установлен ряд переходов от чисто калиевых разностей слюд до разностей, содержащих как ионы калия, так и ионы аммония [2]. Наличие таких переходов дает основание полагать, что тобелитовые (с содержанием ионов аммония) структуры были сформированы на основе каолинитовых и (или) пиррофиллитовых структур. Это важный момент для понимания условий образования этих минералов в угленосных отложениях, так как на образование этих минералов существуют разные точки зрения.

О нахождении аммониевых слюд в угленосных отложениях среди опубликованных материалов содержатся некоторые сведения [5, 6]. Диоктаэдрическая NH_4 -доминирующая слюда названа тобелитом [4] по одноименному месторождению полевых шпатов в Японии, где его обнаружили. Происхождение NH_4 -содержащих филлосиликатов, в которых NH_4 является главным, а не редким компонентом, еще слабо изучено. Однако в угленосных отложениях аммоний-содержащие слюды присутствуют тогда, когда угли и породы находятся на средней и высокой стадии метаморфизма.

Выводы

1. В изучаемых отложениях среди NH_4 -содержащих минералов установлены несколько разностей, отличающихся между собой структурой и процентным содержанием ионов аммония: NH_4 -иллит-сметтит (I/S), К-тобелит-сметтит (Т/S), К-тобелит (Т), NH_4 -иллит-сметтит-вермикулит (I/S/V).

2. С помощью метода моделирования дифракционных картин были рассчитаны дифракционные кривые для смесей каолинита, NH_4 -содержащих минералов, пиррофиллита и хлорита, что дало возможность выявить структурные характеристики установленных ранее тобелитов.

3. Рассчитано содержание ионов аммония в установленных NH_4 -содержащих слюдястых минералах.

4. Отмечена тенденция увеличения содержания ионов аммония в структурах слюдястых минералов с увеличением степени метаморфизма породы и при большем содержании гумусовой органики (от породы к антрациту).

5. Алтынайское и Мостовской участок Егоршинского месторождения характеризуются сложным строением и тектоникой, повышенной дислоцированностью и метаноносностью, а также высокой степенью метаморфизма пород и углей, что могло повлиять на возникновение аммоний-содержащих слюдястых минералов.

6. Тобелитовые (с содержанием ионов аммония) структуры скорее всего были сформированы на основе в некоторых случаях каолинитовых и пиррофиллитовых структур, в других — только каолинитовых.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. — М.: Недра, 1967. Т. 4. 476 с.
2. Стукалова И. Е., Петрова В. В., Сахаров Б. А., Покровская Е. В. Калиевый тобелит-индикатор условий постседиментационного преобразования угленосных осадочных комплексов // Литол. и полезн. ископаемые, 2001. № 3. С. 282—295.
3. Сухоруков А. М. Угольные месторождения и проявления Свердловской области. Справочник. Екатеринбург: Уральская геолого-съёмочная экспедиция. 1998. 105 с.
4. Higashi S. Tobelite, a new ammonium dioctahedral mica // Miner. J. 1982. Vol. 11, № 3. P. 138—146.
5. Juster T. C., Brown P. E., Bailey S. W. NH_4 -bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania // Amer. Mineralogist. 1987. Vol. 72, № 5—6. P. 555—565.
6. Qinfu L., Pengfei Z. The composition and mineralization mechanism of kaolinite rocks in Late-Palaeozoic coal measures, North China // Beijing: Marine Press. 1997. P. 108—115.
7. Sakharov B. A., Lindgreen H., Salyn A., Drits V. A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // Clay Clay Minerals. 1999. Vol. 47, № 5. P. 555—566.

О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ПОЗДНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КAVКАЗА

Н. И. Бойко

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону; *boiko@sfnedu.ru*

По степени доломитности пород позднеюрской (оксфордско-кимериджской) карбонатной формации в пределах Северного Кавказа по резкой границе выделяются три зоны: центральная (междуречье Кубань-Белая), характеризующаяся незначительной степенью доломитности, а также западная (междуречье Белая-Курджипис) и восточная (междуречье Кубань-Аргун) с резко повышенной доломитностью.

На основании данных минералого-петрографических исследований представляется возможным говорить о наличии в верхнеюрских карбонатных отложениях междуречья Кубань-Белая генетически различных типов доломита [1]. При этом седиментационно-диагенетический доломит получил здесь наибольшее распространение и представлен крупными (0.4—0.5 мм) кристаллографически правильными зернами, а также гнездообразными и линзовидными скоплениями. Ромбоэдры доломита неравномерно рассеяны в породе и развиты как по микрозернистой известковой массе, так и по разнообразным органическим остаткам, а скопления его приурочены, большей частью, к цементирующим микрозернистым участкам, обогащенным глинистым материалом и гидроокислами железа. Зерна доломита часто содержат реликты микрозернистого кальцита. Форма их преимущественно ромбоэдрическая, несовершенноромбоэдрическая и округлая. В отдельных зернах отмечено зональное строение, подчеркиваемое наличием каемок гидроокислов железа вдоль зон роста.

Генезис вышеописанных доломитов в основном связан с отложением и диагенетическим преобразованием известково-магнезиальных илов смешанного состава. Накопление их происходило в дольвоно мелководном эпиконтинентальном бассейне с ограниченным подтоком морской воды и широко развитым биогермообразованием. В этих условиях даже незначительные синхронные с осадкообразованием восходящие движения приводили к обособлению отдельных участков бассейна, что затрудняло или полностью прекращало водообмен их с открытой частью моря. Особенно много таких лагун образовалось в прибрежно-мелководной зоне Адыгейско-Карачаевской суши. При наличии сухого и жаркого климата, характеризовавшего позднеюрское время, с поверхности бассейна происходило интенсивное испарение. Минерализация воды, особенно в замкнутых лагунах, резко повышалась, что приводило к химическому осаждению кальцита

и в качестве примеси к нему доломита. На дне бассейна, в условиях пестрой физико-химической обстановки, доломит энергично перераспределялся и, метасоматически замещая известковые отложения, вызывал образование рассматриваемых пород. Раньше всего метасоматоз захватывал микрозернистый цемент и гранулированные органические остатки, позже — ископаемые организмы и в последнюю очередь — крупнозернистый кальцит перекристаллизованных участков. Следствием селективности доломитного метасоматоза являются структурные особенности замещаемого кальцита. При этом чем более крупнозернист кальцит, тем более трудно идет его замещение доломитом и к тем более поздней стадии относится само замещение [3].

Неравномерность распределения идиоморфных зерен доломита по площади бассейна седиментации, а также их корреляционная связь с пелитовым материалом обуславливалась, наряду с климатическими особенностями времени карбонатной седиментации, вероятно, и проявлением тектонической активности прилегающей суши. Мельчайшие кристаллики доломита, выпадающие химическим путем в прибрежно-мелководной зоне, под воздействием даже незначительных подвижек частично разносились в полном соответствии с гидродинамическим режимом водоема на правах пелитового материала и вместе с последним оседали на дно бассейна, где происходило их дальнейшее диагенетическое преобразование.

Эпигенетический (наложенный) доломит приурочен в центральной зоне, главным образом, к микротрещинам, порам, а также ромбоэдрическим и округлым пустоткам, образовавшимся в результате выщелачивания кристалликов доломита. Редко и, как правило, в верхней части восточных разрезов, эпигенетический доломит представлен сплошной, сильно пористой и ожелезненной среднезернистой породой. Форма его зерен неправильно-ромбоэдрическая, реже ромбоэдрическая, размеры от 0.05 до 0.2 мм. Зерна плотно прилегают друг к другу по неровным извилистым контурам. Многочисленные поры, имеющие щелевидную или угловатую форму, частично выполнены желтоватым битуминозным веществом, иногда в них обнаруживаются мелкие ксеноморфные зерна целестина. Часто наблюдаемые между зернами доломита и внутри них реликты пелитоморфного кальцита свидетельствуют об образовании доломита в результате метасоматического замещения известковой породы. Источником

магния при этом служили в основном высокоминерализованные растворы вышележащей карбонатно-эвапоритовой формации. Непрерывное взаимодействие медленно просачивающихся вниз седиментационных вод, обогащенных $MgCl_2$ и $MgSO_4$, с карбонатными породами протекало, очевидно, по реакциям Мариньяка и Гайдингера. В ходе этих реакций ионы магния попадали из раствора в кристаллическую решетку кальцита, а в раствор из пород выделялось эквивалентное количество ионов кальция. Энергетическая выгодность замещения карбоната кальция хлоридом магния доказана целым рядом исследователей, а по второй реакции М. Г. Валяшко [2] получены ромбоэдрические кристаллы доломита, идентифицированные кристаллооптическим методом.

В результате этих реакций поровые растворы переходили в широко распространенные среди отложений формации хлоркальциевые воды [4], известняки доломитизировались и испытывали одновременно сульфатизацию. В последующем под воздействием подземных вод сульфат кальция частично выщелачивался, обуславливая образование многочисленных пор, приуроченных к доломитизированным участкам. Некоторые поры в дальнейшем заполнялись переотложенным доломитом. Зональное строение кристалликов доломита также связано с процессами переотложения вещества.

Повышенная, по сравнению с расчетной [5], роль эпигенетического (наложенного) доломитообразования может быть объяснена заменой растворов, отдавших магний, новыми его порциями, поступающими сверху, что привело к наблюдаемому увеличению степени доломитности отложений формации в верхних частях разрезов. Такой механизм катагенетического доломитообразования В. Н. Холодовым [6] назван гравитационно-рассольным.

Как было отмечено, степень доломитности верхнеюрских карбонатных отложений западной зоны значительно выше, чем в центральной. Так, уже в бассейне р. Белой они представлены в основном известняками доломитистыми, известняками доломитовыми и доломитами известковистыми.

В доломитистых известняках доломит образует изолированные ромбоэдры размером до 1 мм, а в доломитовых — гнезда и линзочки размером до 2—3 мм. Как в доломитовых известняках, так и в самих доломитах зерна имеют весьма разнообразную форму и плотно прилегают друг к другу, иногда разобщаясь тонкой каймой глинистого вещества. Большая часть зерен замутнена пылевидными известковыми включениями. Присутствие скелетных кристалликов доломита свидетельствует о росте их в свободном пространстве.

В юго-западном направлении степень доломитности отложений карбонатной формации еще более увеличивается, и в пределах хребта Каменное море они представлены массивными, кавернозными, известковисто-глинистыми доломитами светлосерой и розовой окраски. Зерна доломита с преобладающими размерами 0.2—0.6 мм, как и по р. Белой, плотно прилегают друг к другу и замутнены пелитовыми включениями. Ромбоэдрические его

кристаллики приурочены, главным образом, к шелевидным пустотам и имеют зональное строение. Пелитоморфный кальцит содержится в виде мелких реликтовых участков, буроватых за счет примеси глинистого материала и тонкодисперсных гидрокислов железа. Аналогичные доломиты прослеживаются и западнее, в бассейне р. Курджипс. Многочисленные микротрещинки и поры в них заполнены обычно битумом. В виде единичных мелких зерен (до 0.1 мм) на стенках трещинок встречена самородная сера.

Не прекращающиеся до настоящего времени процессы гипергенного выщелачивания, сопровождающиеся перекристаллизацией и минералогическим перераспределением вещества, в результате чего изменился первичный облик породы, позволяют отнести доломиты междуречья Белая-Курджипс к эпигенетическим. Источником магния для их формирования служили, вероятно, седиментационно-диагенетические доломиты карбонатной формации и седиментационные доломиты перекрывающей ее кимериджско-титонской эвапоритово-карбонатной формации. Образование обоих генетических типов доломитов происходило в условиях относительно мелкого, хорошо прогреваемого суббассейна, существовавшего в позднеюрское время к востоку от рифовой гр. Лагонакской ступени. От эпиконтинентального моря Восточно-Кубанской впадины он, очевидно, отделялся в районе р. Белой мелководной зоной, контролируемой конседиментационно развивавшимся тектоническим нарушением.

Соленость водных масс суббассейна во время накопления отложений карбонатной формации не была высокой, о чем свидетельствуют минералогическо-петрографические особенности доломитовых пород, а именно практически полное отсутствие в постседиментационно неизмененных их разностях магнезита, гипса и ангидрита. Такое заключение согласуется, кроме того, с наличием в доломитовых породах довольно обильных реликтов фауны и не противоречит представлениям об образовании доломитов.

Образование доломитов междуречья Белая-Курджипс во время карбонатного седиментогенеза происходило не в виде сплошной массы, какую мы наблюдаем в настоящее время, а в виде линз и различной степени доломитности прослоев карбонатных пород. Аналоги таких образований, лишь в незначительной степени подверженных постседиментационным изменениям, сохранились в бассейне р. Белой, в нижней части хребтов Азиш-Тау и Каменное море.

В кимериджско-титонское время условия образования пород как на всей территории Западного Предкавказья, так и в междуречье Белая-Курджипс резко изменились. В результате аридизации климата и, следовательно, увеличения испарения воды в морском бассейне Восточно-Кубанской впадины понижался его уровень и одновременно увеличивалась минерализация и плотность остаточных растворов, которые опускались на дно и стекали в сторону глубоководного моря геосинклинали Северо-За-

падного Кавказа. А так как в пределах внешнего края шельфа путь им преграждала узкая приподнятая Лагонакская ступень, то они накапливались здесь в зарифовой зоне, обуславливая дополнительную доломитизацию верхних слоев карбонатной формации и образование в виде сплошной массы седиментационных доломитовых пород, сохранившихся в настоящее время лишь на отдельных участках региона (бассейн р. Курджипис и др.).

В дальнейшем, в результате неоднократно повторявшихся поднятий, первое из которых проявилось уже на границе кимериджского и титонского времени, рассматриваемая территория выводилась выше местного базиса эрозии и подвергалась процессам выщелачивания. При этом седиментационные доломиты нижней части карбонатно-эвапоритовой формации и верхние слои доломитовых пород карбонатной формации растворялись. Освободившийся магний поступал в нижележащие породы, обуславливая дополнительную их доломитизацию. Подобное перераспределение протекает в междуречье Белая-Курджипис и в настоящее время.

Резкое увеличение степени доломитности пород в зонах тектонических нарушений дает основание говорить об определенной роли в поставке магния наложенных процессов. Особенно сильно эпигенетическая доломитизация в междуречье Белая-Курджипис проявилась в зонах Курджипиского и Цицинского конседиментационных разломов. Здесь биогермные и органогенно-детритовые известняки сменяются доломитами по очень резкой границе. При этом минералого-петрографические исследования подтверждают отсутствие переходной зоны между этими породами. Доломиты образовались, по всей видимости, в результате циркуляции богатых магнием вод вверх по ослабленным зонам в известняках. В северных районах Лагонакской ступени перемещению магниезальных растворов кверху препятствовала наблюдаемая здесь в основании кимериджско-титонских отложений толща пестроцветных глинистых пород. Первоисточником магния и в этом случае, вероятно, слу-

жили вмещающие седиментационно-диагенетические доломиты.

Доломиты восточной зоны (междуречье Кубань-Аргун) также проявляют отчетливую приуроченность к тектоническим нарушениям, особенно к разлому, отделяющему Северо-Кавказский краевой массив от геосинклинали Большого Кавказа. При изучении этих доломитов под микроскопом отчетливо проявляется их метасоматическая природа. Это позволяет предположить, что и они сформировались в результате катагенетического преобразования первично осадочных морских карбонатных пород.

Таким образом, в верхнеюрских карбонатных образованиях Северного Кавказа наряду с седиментационно-диагенетическими доломитами, обусловленными в основном палеогеографическими особенностями, значительную роль играют эпигенетические доломиты, образование которых контролировалось гидрогеологическими и структурно-тектоническими особенностями региона.

Литература

1. *Бойко Н. И.* О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литол. и полез. ископаемые, 1982. № 2. С. 47—53.
2. *Валяшко М. Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962. 397 с.
3. *Вишняков С. Г.* Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: АН СССР, 1956. С. 209—255. (Тр. ГИН. Вып. 4).
4. *Кондратьев И. А., Митин Н. Е.* Состояние и пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Краснодарском крае // Геол. нефти и газа, 1976. № 1. С. 15—19.
5. *Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 609 с.
6. *Холодов В. Н.* Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 3—23

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯРАКТИНСКОГО ГОРИЗОНТА

О. В. Постникова, Е. С. Коновальцева

РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, Москва; *ekonovanceva@yandex.ru*

Ярактинский горизонт регионально нефтегазоносен на юго-восточном склоне Непско-Ботубинской антеклизы. Основная продуктивность связана с нижневендскими терригенными породами, которые формировались в условиях развивающейся ранневендской трансгрессии в пределах русел и аллювиально-дельтовых равнин. При этом породы, слагающие разрез нижневендских отложений ярактинского горизонта, отличаются высокой степенью преобразованности вторичными процессами. Целью данной работы явилось выявление особенностей строения пород-коллекторов ярактинского горизонта, а также закономерностей проявления в них вторичных процессов.

Для этого были выявлены генетические типы пород, закономерности строения разреза и особенности распределения в нем пород-коллекторов, а также типы вторичных изменений и степень их влияния на фильтрационно-емкостные свойства пород. Породы-коллекторы на этом месторождении представлены фациями временных потоков, русел и дельт. Песчаные тела образуют вытянутые вдоль Непско-Ботубинской антеклизы линзы, которые по направлению к своду уменьшаются по мощности и часто выклиниваются. В нижней части разреза отчетливо наблюдается заполнение терригенными отложениями эрозионных форм рельефа фундамента (по данным Т. И. Гуровой, Г. И. Тихомировой, О. В. Постниковой, Л. С. Чернова и др.) (рис. 1).

Почти по всему продуктивному пласту, был отобран керн по двум скважинам (212 образцов). Были выделены следующие генетические типы пород: песчано-глинистая брекчия, гравелит песчаный, песчаник крупнозернистый, песчаник разнозернистый, песчаник мелкозернистый, алеврит глинистый, аргиллит алевритистый, доломит глинистый, доломит с реликтовой органогенно-водрослевой структурой.

В разрезе нижневендских отложений выделяются несколько седиментационных циклитов (рис. 2). Базальная часть циклитов представлена преимущественно песчаными гравелитами, сформировавшимися в условиях палеорула и прибрежной аллювиальной равнины. Для пород часто характерны массивные текстуры, указывающие на то, что отложения формировались в условиях устьевых баров. В отдельных случаях отмечаются элементы косякой слоистости, характерные для палеоруловых отложений.

Дальнейшее развитие трансгрессии приводило к преобразованию этой части территории в дельтовую равнину, что отразилось в смене гранулометрического состава пород и появлению в разрезе более мелкозернистых разностей. Для них характерны массивные и тонкослоистые текстуры. Выше по

разрезу залегают аргиллитовые породы. Наличие глинистых брекчий в вышележащих интервалах разреза, обломки в которых представлены нижележащими аргиллитами, свидетельствует о наличии поверхности перерыва на границе седиментационных циклитов. Завершают разрез песчано-глинистые отложения, для которых типичны тонкослоистые параллельно-слоистые текстуры, характерные для устойчивых условий осадконакопления морского бассейна. Таким образом, аллювиально-дельтовая равнина к концу формирования ярактинского горизонта была затоплена морем [2].

Нижневендские отложения ярактинского горизонта отличаются высокой степенью преобразованности вторичными процессами, в изучение которых большой вклад внесли М. Х. Булач, Т. И. Гурова, А. П. Железнова, Л. И. Килина, А. С. Ковтун, Н. В. Мельников, В. Г. Постников, И. Е. Постникова, С. И. Сырык, П. П. Скоробогатых, Л. Ф. Тыщенко, Ф. Н. Яковенко. В работах этих исследователей было показано, что вторичные изменения происходили преимущественно на стадии катагенеза, во многом изменив структуру и объем порового пространства. Выявлено несколько типов вторичных преобразований, каждый из которых приводил к уменьшению объема пустотного пространства. Особенно широко развита **инкорпорация** обломочных зерен в процессе уплотнения пород. В отдельных участках пород зерна практически полностью теряют свои первичные очертания. По-видимому, практически сопряженно с процессами инкорпорации зерен, развивалась **регенерация** зерен кварца и калиевого полевого шпата. Скорее всего, на формирование регенерационных каемок повлияли несколько факторов в совокупности: выщелачивание кремнезема из зерна и его переотложение на каемках зерна, а также гравитационное просачивание кремнекислых растворов из уплотненных вышележащих глинистых отложений.

Один из возможных механизмов образования регенерационных каемок может быть связан с явлением траппового магматизма, широко распространенным на юге Сибирской платформы. Трапповые тела, препятствуя свободной циркуляции вод в разрезе, способствовали повышению минерализации пластовых вод в подтрапповых осадочных толщах. Гидротермальная деятельность вблизи остывающих магматических тел влияла на минерализацию пластовых вод, обогащая их кремнеземом, что могло приводить к выпадению минералов группы кремнезема в породах возле трапповых тел [8].

Одной из наиболее примечательных особенностей вторичного минералообразования ярактинском горизонте является **наличие вторичного графита** в глинистых породах [3], что можно объяснить глу-

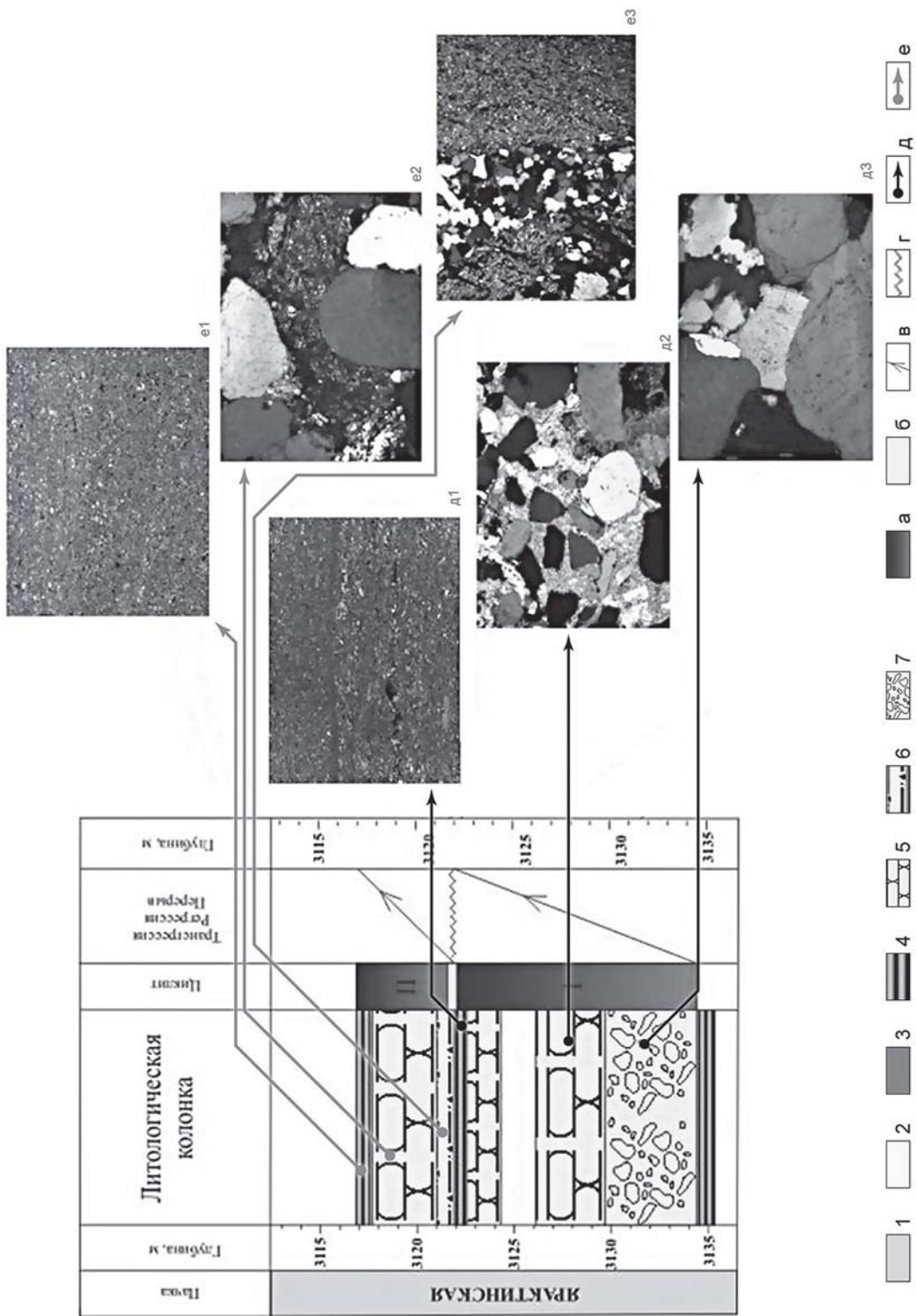


Рис. 2. Литологическая характеристика седиментационных циклов яркинтинского горизонта.

Условные обозначения: Литология: 1 — глинистый пласт, 2 — коллектор (с низким содержанием солей), 3 — вмещающая порода (с высоким содержанием солей), 4 — аргиллит алевритистый, 5 — песчаник, 6 — песчано-глинистая брекчия, 7 — гравелит песчаный. Циклиты: а — трансгрессия, б — перерыв, в — трансгрессия, г — перерыв в осадконакоплении, д — литотипы пород, характеризующие первый цикл, е — литотипы пород, характеризующие второй цикл. Фото: д1 — аргиллит алевритистый, николи скрещены, стократное увеличение; д2 — участки развития базального карбонатного цемента в разномозернистом песчанике, николи скрещены, стократное увеличение; д3 — корродирование регенерационной каемки кварца доломитом в гравелите мелкообломочном, николи скрещены, стократное увеличение; е1 — слоистая текстура аргиллита, николи скрещены, стократное увеличение; е2 — карбонатно-глинистый цемент в межзерновом пространстве разнозернистого песчаника, николи скрещены, стократное увеличение; е3 — песчано-алевритовое заполнение межзернового пространства в глинистой брекчии, николи скрещены, стократное увеличение

боким прогревом пород с сингенетичным ОВ во время внедрения траппов [4]. Возможно, с трапповым магматизмом и сопровождавшими термальными растворами связаны **локальные явления окремнения и окварцевания**. Околотрапповые гидротермы вероятно приняли участие в формировании рекристаллизационно-гранулярного бластеза на контактах зерен кварца. По мнению И. М. Симановича и О. В. Япаскурта [7], данный процесс служит надежным признаком термобарической активизации и начала метагенетической стадии, что также обуславливает интенсивную инкорпорацию зерен [5, 6]. Процесс воздействия траппового магматизма на вмещающие породы был мощный, но кратковременный, поэтому породы были достаточно преобразованы, но как таковых процессов метаморфизма в них не наблюдается [1].

Впоследствии породы подверглись **карбонатизации, сульфатизации и засолонению**, развитыми преимущественно в нижней части разреза, которые также могут быть связаны с трапповым магматизмом, приведшим к интенсивному прогреву вышележащих сульфатных и галитовых отложений. Последнее способствовало обогащению пластовых растворов сульфатами и хлоридами натрия. В процессе гравитационного просачивания в нижележащие отложения ярактинского горизонта по зонам трещиноватости происходило выпадение кристаллов соли и ангидрита, заполнявших межзерновое пространство песчаников.

Необходимо отметить явно выраженную стадийность вторичных процессов, где засолонение пород является катагенетическим процессом, являющимся, вероятно, результатом закономерной эволюции вторичных преобразований при последовательном увеличении минерализации пластовых вод. Вверх по разрезу интенсивность этих процессов снижается и в некоторых участках практически полностью отсутствует. Просачивание растворов из

вышележащих пластов в нижележащие обуславливается АНПД, которые характерны для юго-восточной части склона Непско-Ботубинской антеклизы и связаны с особенностями тектонического развития данного региона, а также гидродинамического режима пластовых вод.

Данные выводы могут быть использованы для уточнения геологической модели залежи, при подсчете запасов, при создании проекта разработки, а также для прогноза зон развития коллекторов на южном и юго-восточном склонах Непско-Ботубинской антеклизы.

Литература

1. *Гажула С. В.* Особенности траппового магматизма в связи с условиями нефтегазоности Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2008. Т. 3. Вып. 1. С. 1—8.
2. *Постникова О. В., Соловьева Л. В., Тихомирова Г. И.* Строение аллювиально-пролювиальных природных резервуаров нижнего венда южного склона Непско-Чонского мегасвода (Сибирская платформа) // Нефтяное хозяйство, 2008. № 2. С. 9—15.
3. *Симанович И. М., Япаскурт О. В.* Стадии и зоны постседиментационного литогенеза осадочных формаций // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Материалы 3-го Всероссий. литол. совещ. (Москва, 18—20 марта 2003 г.). М.: Моск. ун-т, 2003. С. 27—29.
4. *Япаскурт О. В.* Катагенез осадочных горных пород. М.: Моск. ун-т, 1991. 120 с.
5. *Япаскурт О. В.* Литология. М.: Академия, 2008. 336 с.
6. *Япаскурт О. В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
7. <http://geolib.narod.ru/Journals/OilGasGeo/2000/03/Stat/04/stat04.html>
8. <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1999/11/Stat/stat06.html>

МИНЕРАЛЫ СЕЛЕНА В ЦЕМЕНТЕ ПЕСЧАНИКОВ МИОЦЕНА КАЛМЫКИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

С. Ю. Енгальчев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
Санкт-Петербург; sleng2005@mail.ru

На юге Европейской части России в пределах Республики Калмыкии и Ростовской области располагается система ветвящихся эрозионных палеорусел системы палео-Дона, выполненных песчаными, песчано-глинистыми отложениями среднего-позднего миоцена (яшкульская серия). На данной территории палеоруслу врезаны в глины майкопской серии, (олигоцен-ранний миоцен).

В последние годы здесь, на Гашунской площади, в области распространения эрозионных палеорезов ведутся работы по оценки ураноносности выполняющих их отложений и поискам уран-полиэлементных (U, Se, Sc, Re, Mo) рудных объектов гидрогенного палеодолинного типа связанного с развитием зон пластового окисления. На востоке Гашунской площади ранее было выявлено малое Балковское месторождение урана, ряд проявлений и многочисленные пункты урановой минерализации, аномалии радиоактивности в водах и коренных породах. Положительный результат натурного опыта по скважинному подземному выщелачиванию на Балковском месторождении дает основание рассматривать слабо изученную территорию, прилегающую к месторождению в качестве перспективной на выявление промышленных урановорудных объектов данного типа.

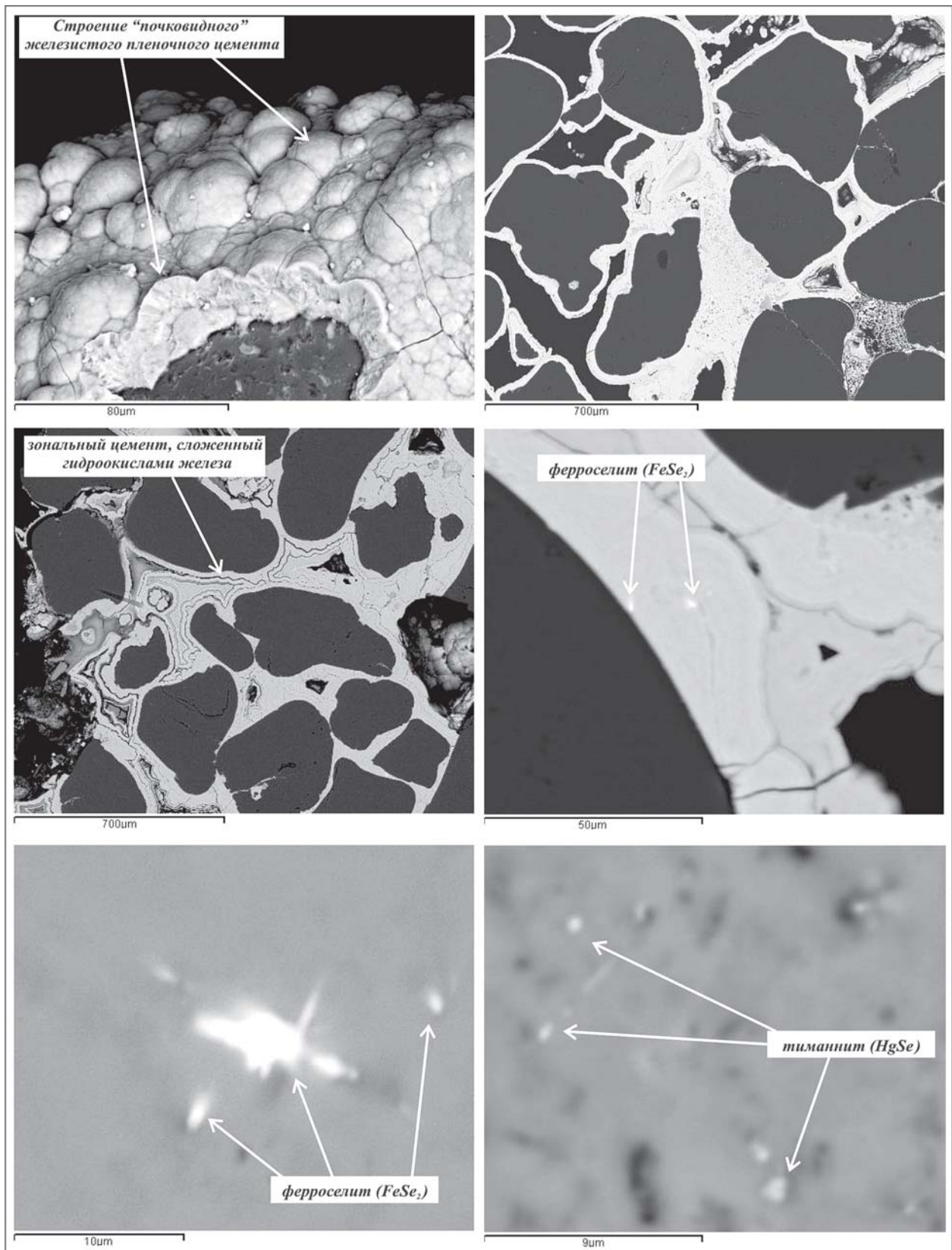
Каменный материал, результаты исследования которого явились основой данного доклада, был собран в ходе совместных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» с ОАО «Кольцовгеология». Одним из объектов исследований был цемент песчаных пород, так как на гидрогенных эпигенетических объектах палеодолинного типа рудные концентрации фиксируются именно в этой части пород. Известно, что накопление полезных компонентов происходит чаще всего в цементе песчаных пород, обладающих значительной пористостью.

Пробы песчаных пород из средней части яшкульской толщи, вблизи Балковского месторождения, были исследованы на растровом электронном микроскопе в лаборатории ВСЕГЕИ, в рельефных и пришлифованных препаратах. Изученные песчаники преимущественно мелко- и среднезернистые, с хорошо окатанным обломочным материалом. Зерна представлены преимущественно кварцем, полевым шпатом и глауконитом. Выделяется несколько типов цемента — глинистый, железистый (лимонитовый), реже присутствует сульфидный (пиритовый) цемент.

Железистый (лимонитовый) цемент песчаников, окрашивающих их в желтовато-бурый цвет, под электронным микроскопом представляет собой массивные пленки-рубашки, покрывающие обломочные зерна. Пленки имеют неровный, микрохолмистый рельеф, тогда как на сколе заметно, что каждый из «холмов» имеет радиальное строение (см. рисунок). Отдельные почковидные агрегаты, нарастая друг на друга, соединяются, образуя «трубочки». Толщина пленок составляет в среднем 20—30 мкм. Железистый цемент контактового типа распределен в породе неравномерно, местами образуя скопления (открыто-поровый тип) в пределах образца. Наиболее поздние каемки имеют зональное строение. Изучение их состава микрозондовым анализом не выявило изменения в их химизме от зоны к зоне, что позволяет связывать различие в их строении не составом, а агрегатным состоянием гидроокислов железа в различных частях цемента. В пришлифованных препаратах также заметно, что цемент, сложенный гидроокислами железа, часто имеет зональное строение.

В составе железистого цемента были установлены минеральные формы селена (см. рисунок). Известно, что большинство природных селенидов (соединений селена с металлами) — редкие и очень редкие минералы. В исследованных песчаниках они слагают точечные вкрапления в пленочном железистом цементе. Это преимущественно ферроселит (FeSe_2), зернистые и игольчатые выделения которого равномерно рассеяны по всему образцу. В отдельных пробах были установлены точечные выделения тиманнита (HgSe), в виде мелкой сыпи (0.5—1.0 мкм) рассеянные в цементе. Дополнительный анализ микрофотографий, проведенный с использованием современных программ обработки растровых изображений, позволил определить, что площадь минералов селена на отдельных участках достигает 0.1 %. Микроминералы селена размещаются не в краевых, а в центральных частях железистых пленок, что указывает на формирование пленок и находящихся в них выделений ферроселита и тиманнита на постседиментационной стадии формирования пород.

Присутствие селена в составе руд и рудовмещающих отложений типично для гидрогенных эпиге-



Микрофотографии железистого цемента песчаников с минералами селена, выполненные на растровом электронном микроскопе

нетических месторождений урана, связанных с зонами пластового окисления. Данный случай не является исключением, и формирование точечных выделений ферроселита в составе цемента пород мы связываем с постседиментационными, эпигенетическими процессами, обусловленными инфильтрацией кислородсодержащих вод в толще пород, и

осаждением из них на геохимических барьерах урана, селена и ряда других элементов.

Однако наличие в составе цемента песчаников тиманнита ($HgSe$), крайне редкого и не типичного для месторождений рассматриваемого типа, позволяет высказать и другую гипотезу его образования. Ртуть, входящая в состав тиманнита, относительно

редкий элемент в земной коре, но обладающий высокой миграционной способностью в газовой фазе. Она является одним из чувствительных индикаторов скрытого оруденения не только ртутных, но и различных сульфидных месторождений, поэтому ее ореолы часто фиксируются над скрытыми сульфидными залежами и вдоль разрывных нарушений. Ртуть легко сорбируется гидроокислами железа и марганца, глинистыми породами и углями.

Как известно, Гашунская площадь располагается в пределах кряжа Карпинского — зоны глубинных дислокаций и геодинамической активности. Продолжением этой структуры, получившей название линейament Карпинского, в северо-западном направлении является Днепровско-Донецкая впадина. В осадочных образованиях, заполняющих ее, присутствуют месторождения ртути. Ассоциация минералов этих месторождений (диккит, анкерит, барит, сульфиды свинца, цинка, железа, ртути и др.) характерна для ртутных месторождений телетермального типа киноварно-диккитовой рудной формации, локализуемых в породах алюмосиликатного состава. В пределах Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины месторождения этого типа контролируются зонами глубинных разломов и встречаются чаще всего в участках их пересечений. В составе руд Константиновского и Никитовского месторождений ртути (Донецкой области) присутствует тиманнит.

Обращает на себя внимание характерная особенность углей Донбасса — повышенное содержание ртути (0.1—0.2 мг/кг и более) и мышьяка (1—100 мг/кг и более), что объясняется по нашему мнению условиями угленакопления, происходившего на фоне дегазации мантии по зонам глубинных разломов.

Аналогичный механизм формирования мы допускаем для тиманнита, выявленного нами в цементе песчаников яшкульской серии на востоке Гашунской площади. В данном случае первичными сорбентами ртути явились гидроокислы железа, слагающие железистый цемент песчаных пород. Повышенные содержания селен в его составе связаны с водородным эпигенетическим процессом, а ртуть имеет эндогенное происхождение и поступала в отложения по зонам разрывных нарушений в краевых частях кряжа Карпинского, выделяемых на востоке Гашунской площади по геофизическим и геологическим данным.

Сонахождение минералов селена, отнесенных нами к «водородно-эпигенетическим» (ферроселит) и «эндогенно-эпигенетическим» (тиманнит) в пределах одного объекта требует дополнительного более пристального изучения цемента песчаных пород как данного, так и других уран-полиэлементных (с селеном, скандием, рением, молибденом) объектов, локализованных в палеоруслах (палеодолина). Такие работы могут пролить свет на пока слабо изученные связи в размещении и формировании уран-полиэлементных месторождений и зон глубинной дегазации Земли.

Таким образом, селениды установленные в составе цемента песчаных пород миоценового возраста, выполняющих палеорусла системы палео-Дона на востоке Гашунской площади в Калмыкии, являются с одной стороны индикаторами водородного эпигенетического процесса, проявившегося в рыхлых отложениях палеорусел, с одной стороны, и ртутного «дыхания» кряжа Карпинского с другой стороны.

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ

Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный
nnzinchuk@rambler.ru

На многих кимберлитовых трубках древних платформ мира (Сибирской, Африканской, Восточно-Европейской, Северо-Американской и др.) отмечаются сохранившиеся от размыва коры выветривания (КВ). Для совершенствования методов прогнозирования и поисков алмазных месторождений на таких площадях важное значение имеет выяснение направленности и интенсивности преобразования минералов в процессе гипергенного изменения кимберлитов и определение того, какие продукты в итоге размыва верхних горизонтов КВ могут поступать в бассейны седиментации. Особенно наглядно это может быть показано на открытых в конце 20-го в. кимберлитовых трубках Ботуобинская и Нюрбинская нового Накынского кимберлитового поля, входящего в Среднемархинский алмазоносный район Сибирской платформы. Трубки расположены вблизи друг от друга на расстоянии 3 км и приурочены к Вилюйско-Мархинской зоне глубинных разломов северо-восточного простирания. Вмещающие породы представлены терригенно-карбонатными образованиями мархинской свиты верхнего кембрия и согласно залегающими на них отложениями олондинской свиты нижнего ордовика. Разрез позднекембрийской толщи сложен преимущественно доломитами и в меньшей степени известняками с прослоями тонковолокнистых пёстро- и красноцветных доломитистых мергелей и аргиллитов. Осадочные образования нижнего ордовика относятся к комплексу биогенных, хемогенных и терригенных глинисто-карбонатных отложений шельфовых эпиконтинентальных морей с нормальной солёностью, накапливающихся в условиях приливно-отливной аридной зоны. Перекрывающие кимберлитовые трубки породы представлены нижеюрскими терригенными образованиями (мощностью до 70 м), сложенными песками, слабо литифицированными песчаниками, аргиллитами и алевролитами с линзами и прослойками известняков. В нижней части толщи прослеживается маломощный горизонт гравелитов, состоящих из плохо отсортированных обломков выветрелых карбонатных пород, сцементированных глинисто-песчаным материалом.

В структуре *кимберлитовой трубки Ботуобинская* выделяются все характерные элементы строения: подводящий канал (дайкообразное тело), диатрема и кратер. Породы диатремы можно отнести к фациям кимберлитового магматизма: гипабиссальной (субвулканической), представленной порфиоровыми кимберлитами; жерловой (автолитовые кимберлитовые брекчии) и кратерной, представленной кимберлитовыми туфобрекчиями.

Трубка Нюрбинская эродирована на уровне диатремовой части и представлена лишь двумя мор-

фологическими элементами — дайкой и диатремой. Вся трубка полностью сложена автолитовыми кимберлитовыми брекчией с повышенным содержанием ксенолитов метаморфических пород фундамента. Ксенолиты осадочных пород содержатся в ней в меньшем количестве, чем в трубке Ботуобинская. Породообразующие минералы, возникновение которых происходило в постмагматическую стадию становления кимберлитовых диатрем и в процессе их выветривания, относятся к карбонатам и силикатам. По отношению к процессам выветривания их можно разделить на исходные (материнские) и новообразованные (инфильтрационные). В первую группу входят все минералы материнской породы, независимо от их генезиса, т. е. минералы, возникшие до начала выветривания (первичные и вторичные минералы кимберлитов, а также ксенолиты). Среди силикатов к исходным минералам относится часть слюд и образовавшиеся по ним хлорит (иногда вермикулит), частично кварц, серпентин и тальк, а также полевые шпаты, связанные только с ксенолитами. К новообразованным минералам, которые определяют особенности коры выветривания, относятся силикаты, представленные в основном монтмориллонитом и каолинитом, а также большая часть пелитоморфного кварца и халцедон. Среди экзогенных образований отмечены гидроксиды железа и сидерит, причём последний возник в процессе инфильтрации поверхностных вод.

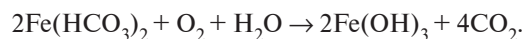
Анализ минерального состава коры выветривания кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская показал ряд общих закономерностей в развитии слагающих их пород. Прежде всего отмечено сходство вторичных продуктов, возникших ещё до начала процессов выветривания пород. Для обеих трубок свойственно локальное обогащение Al-серпентином по оливины; содержание серпентина по разрезам скважин довольно постоянно и составляет десятки процентов. Слюда в КВ кимберлитов фиксируется сравнительно редко и количество её не превышает первых процентов. Серпентин в обеих трубках приурочен к нижним горизонтам КВ. Среди карбонатов встречаются кальцит и доломит, при этом содержание последнего в гипергенно изменённых породах несколько выше. Кроме этих минералов, которые являются вторичными по отношению к исходному оливиновому кимберлиту, в коре выветривания описываемых диатрем содержатся полевые шпаты, вынесенные из пород фундамента и не успевшие разрушиться в процессе выветривания и предшествующего ему этапу гидротермального их изменения. Породы обеих трубок также обогащены вторичным мелкозернистым (до пелитоморфного) кварцем. Обычно он ассоциирует с монтморил-

лонитом и каолинитом, содержание которых в изменённом кимберлите довольно значительно и обычно не сопровождается интенсивным обохриванием, характерным для элювиальных профилей. Сидерит в КВ образует систему прожилков, а также встречается в виде отдельных выделений, что свидетельствует о его гипергенном происхождении. Все перечисленные особенности вещественного состава коры выветривания двух кимберлитовых трубок указывают на близость постмагматических преобразований в процессе становления этих тел, а также об одинаковых условиях их выветривания, главным фактором которого является вещественный состав, климат и гидродинамический режим. Сложность строения профилей выветривания кимберлитов обусловлена гетерогенностью субстрата (в отличие от кристаллических массивов), т. е. брекчий весьма разнообразного состава.

Брекчии возникают на разных этапах формирования кимберлитовых трубок. При движении кимберлитовой магмы к поверхности возникают автолитовые брекчии, сложенные мантийным материалом и обломками вмещающих диатремы пород. Брекчии образуются также в процессе сноса обломочного материала (т. е. делювия) в кратер после взрыва (т. е. делювия). Кроме того, брекчии возникают в процессе начального (физического) выветривания, выполняющего трубки материала, в зоне крупной дресвы — это сцементированный вторичными продуктами элювий. Поэтому КВ кимберлитов отличается значительной неоднородностью и не имеет аналогов среди КВ по более однородным субстратам.

На древние коры выветривания кимберлитов наложили свой отпечаток более поздние, до современных включительно, процессы, что в значительной степени исказило первоначальное строение КВ. В различной степени претерпели изменения породы трубок под действием глубинных эксгалаций, которые фиксируются даже на глубоких горизонтах по появлению боратов. Образование профилей выветривания на обеих трубках сначала происходило в условиях фильтрации дождевых вод, богатых кислородом. В результате формировался разбухающий 2:1 минерал, содержащий в структуре закисное железо (нонтронит в случае выветривания серпентиновых кимберлитов и монтмориллонит-нонтронит при изменении хлоритизированных лампрофировых разностей, а также богатых ксенолитами пород фундамента). В дальнейшем произошла каолинизация этих продуктов под воздействием угольной кислоты, выделявшейся в процессе разложения органических остатков. Каолинизация в этих условиях проходила также по хлориту, вермикулиту и даже непосредственно по флогопиту. Окисное железо в процессе каолинизации выносятся из структуры монтмориллонита и других минералов органическими кислотами, образуя комплексный анион, который окисляется кислородом воздуха с возникновением гидроксидов железа. Повышенное выделение CO_2 стабилизирует бикарбонатный ион, в связи с которым закисное железо может мигрировать, тем более, что соли Fe^{2+} подвергаются гидролизу при более высо-

ком pH, чем Fe^{3+} . Бикарбонат при падении парциального давления CO_2 распадается с образованием сидерита $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{FeCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2$, или, попадая в зону аэрации, окисляясь, подвергается дальнейшему гидролизу:



В процессе выветривания возникают продукты, которые отвечают определённой физико-химической обстановке, с изменением которой они могут быть некоторое время стабильными (изменяются медленно) или сразу же растворяются, превращаясь в другие соединения. Главным карбонатным минералом кимберлитов является кальцит, образование которого происходит на всех стадиях формирования и становления кимберлитовых тел. Его присутствие в коре выветривания свидетельствует о pH среды, в которой находились кальцийсодержащие породы. Разрушение кальцита в процессе выветривания пород происходит, главным образом, под действием угольной кислоты. Сероводородистая кислота в таких условиях является неустойчивой, и, вследствие окисления серы, превращается в серную кислоту, вследствие чего кальцит преобразуется в гипергенных условиях в гипс. На разрушение кальцита большое влияние оказывает агрессивная составляющая угольной кислоты, которая расходуется на растворение углекислого кальция по уравнению: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Данный процесс обратим, поэтому после полной ассимиляции угольной кислоты наступает равновесие, а с следующим удалением CO_2 реакция может пойти и в обратном направлении. Это обуславливает появление кальцита в верхних горизонтах коры выветривания, в то время как в нижних её частях кальцит обычно отсутствует. Доломит является более устойчивым к кислотам, чем кальцит, в связи с чем он часто фиксируется в зонах, лишённых карбоната кальция. Доломит в процессе выветривания подвергается гидролизу и бикарбонат кальция реагирует аналогично разновидности, возникшей при разложении кальцита, тогда как магний в дальнейшем обычно входит в октаэдрические позиции слоистых силикатов и прежде всего смектитов. Образование в коре выветривания сидерита связано с окислительно-восстановительным потенциалом среды (Eh), в зависимости от которого могут возникать оксиды (гидроксиды) железа, либо карбонаты. Сидерит может синтезироваться даже в слабокислых условиях, при pH раствора несколько больше 5, в которых существование кальцита невозможно. Подобные условия в ходе выветривания обеспечиваются наличием в перекрывающих и вмещающих породах органического вещества, окисление которого приводит к предохранению поступающего из исходных пород железа от окисления и содействует образованию карбоната. Угольная кислота оказывает влияние на изменение и возникновение главных силикатных минералов коры выветривания. В первую очередь это касается кандитов, в результате чего под её влиянием на алюминийсодержащие минералы также происходит образование каолинита. Создавая кислые условия, угольная кислота содействует полимериза-

ции находящейся в растворе кремниевой кислоты с образованием кварц-халцедоновых агрегатов.

Ассоциация кварца с каолинитом, а также пропорциональное уменьшение в некоторых участках профиля хлорита и смектитов указывают, что источником кремнекислоты являются магнезиально-железистые слоистые силикаты, которые под действием углекислых растворов и органических кислот разрушались с удалением магнезии и отчасти железа, а порода обогащалась кварцем. Относительно небольшая часть глинозёма исходных минералов в данных условиях связывается в каолинит. Магнетит в окислительной среде неустойчив, поэтому происходит окисление закисного железа с частичным его удалением последнего с образованием маггемита, который вследствие меньшей стабильности переходит в более устойчивый гематит. В условиях болотного выветривания магнетит замещается сидеритом, сохраняя реликты и магнитные свойства, характерные октаэдрическим кристаллам.

В условиях гумидного выветривания ильменит и пикроильменит подвергаются частичной деструкции с выносом части закисного железа (до 14 %) и частично окисляется (до 25 %). Магний при этом удерживается в структуре ильменита более длительное время. Подобные образования, сохраняющие первичные частицы, цвет ильменита и содержащие, кроме реликтов исходного минерала, также гематит и анатаз, принято называть аризонитом. В гидротермальных условиях обычно происходит непосредственное замещение ильменита пелитоморфной кристаллической фазой, представленной рутилом, анатазом и брукитом. При этом резко меняется цвет их агрегатов. В процессе экстракции агрессивными водами из аризонита всего железа остаётся зерно пелитоморфного агрегата светлокорицевого цвета, т. е. лейкоксена, состоящее из существовавших уже в аризоните пелитоморфных разновидностей оксидов титана и молекул воды. Пикроильменит часто содержит включения слюды. Нередко он бывает окружён перовскитом.

Флогопит в основном замещается хлоритом и встречается только в виде реликтов среди хлоритовых чешуек. Магматические флогопиты характеризуются повышенным содержанием глинозёма, поэтому образовавшиеся по ним хлориты содержат алюминий не только в тетраэдрических, но и в октаэдрических позициях. Образовавшийся при повышенных температурах Al-серпентин в ходе выветривания, в зависимости от интенсивности протекания процесса и дефицита Mg в системе минералообразования, трансформируется в разбухающий хлорит. В свою очередь, вследствие присоединения протона к оставшимся гидроксилам «бруситовой прослойки» и превращение их в молекулы воды, этот минерал в дальнейшем переходит в монтмориллонит. При этом ко-

личество тетраэдрического алюминия не уменьшается. В отдельных участках выветрелой зоны установлен сапонит. При интенсивном химическом выветривании под действием углекислоты каолинит может образовываться непосредственно по хлориту, а промежуточные фазы не возникают.

Гранаты в кимберлитах описываемых диатрем характеризуются наличием различной толщины келифитовой оболочки, возникшей в процессе взаимодействия магматического расплава с образовавшимся пиропом. В составе келифитовых кайм диагностированы серпентин, флогопит и хлорит.

Оливин в исследуемых трубках замещается в основном серпентином, нередко в сочетании с карбонатами. Вторичные изменения оливина начинаются гидролизом, который для кимберлитовых пород заключается в его серпентинизации с образованием псевдоморфоз, нередко почти полностью сложенных лизардитом модификации 1T. При этом часть железа обособляется с образованием магнетита. Другая часть входит в состав лизардита и в магнетит преобразуется только при хлоритизации последнего. Нередко с лизардитом возникает и хризотил, образуя совместно кайму при хлоритизации первичных минералов. В целом в процессе выветривания минералов группы серпентина образуется сапонит, в октаэдрических позициях которого содержатся те же катионы, что и в исходном минерале, только в ином соотношении. Вынос значительного количества магнезии восполняется в некоторой степени окислившимся железом, а также выносом из первичного минерала кремнезёма, в результате чего возникает трёхэтажный смектитовый слой.

Трёхэтажные слоистые силикаты в процессе гидротермального воздействия и выветривания претерпевают частичные изменения, вследствие которых происходит их трансформация в другие подобного же строения образования. Это относится и к флогопитам, которые в процессе трансформации в сильно магнезиальной среде превращаются в хлориты или вермикулиты с сохранением трёхэтажного алюминий-кремниевого слоя, заряд которого зависит, главным образом, от замещений не в тетраэдрах, а в октаэдрических позициях. В связи с этим, при изменении среды из кислой на обусловленную обычно избытком в растворе кальция нейтральную или слабощёлочную, деградированные слюды, вермикулит и хлорит трансформируются в сапонит и при этом часть атомов алюминия остаётся в тетраэдрической сетке. Сапонит вместе с флогопитом и продуктами его изменения (хлоритом и вермикулитом) возникает в кимберлитовых трубках за счёт гипергенного изменения туфов, плагиоклазов, различных типов включений различных типов пород, в которых содержится повышенное количество тетраэдрического алюминия и магния.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АПТСКИХ ГЛИН ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А. Д. Савко¹, В. М. Новиков², А. В. Крайнов¹

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж; *asavko@geol.vsu.ru*

² ИГЕМ РАН, Москва

Формирование аптских терригенных отложений происходило за счет размыва и транспортировки, а затем седиментации в континентальных и морских водоемах высокозрелых осадков [1]. Поэтому обломочная составляющая представлена кварцем, а в глинистой обычно преобладает каолинит. Помимо последнего, в составе глин в разных количествах могут присутствовать гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные минералы, хлорит, а из неглинистых минералов — кварц, сульфиды железа, обломки кристаллических пород, реже гиббсит и оксиды железа. В пределах Латненского месторождения огнеупорных глин, расположенного в 15 км западнее Воронежа, каолинит резко преобладает. Наиболее частой примесью является монтмориллонит, доля которого может достигать 30 % (карьер Средний). Обычно он щелочноземельный, но иногда отмечается и щелочной (карьер Стрелицкий), фиксируемый по отражению 12.15 Е, сдвигающемуся до 18 Е при насыщении глицерином. В карьерах «Белый Колодец», «Стрелица Ближняя», «Средний» глины преимущественно монтмориллонит-каолинитовые, а из неглинистых примесей могут присутствовать кварц и гиббсит. Последнего особенно много в глинах карьеров «Белый Колодец» и «Стрелица Ближняя», а в «Среднем» он встречается только в углистых глинах. Ассоциация кварца с гиббситом отмечается довольно часто. В других карьерах количество монтмориллонита меньше, но присутствует гидрослюда, больше всего на участке Хохол-Дон. Иногда отмечаются смешаннослойные минералы типа гидрослюда+монтмориллонит, фиксируемые по рефлексам в области 12.2—12.81 Е, который смещается до 14.5 Е при насыщении препарата глицерином и относимые нами к типу неупорядоченно-смешаннослойных образований.

Изучение электронно-микроскопических препаратов с помощью энергодисперсионного спектрометра Kevex-5100 показало, что глинистые минералы в одних случаях представлены агрегатами тонкопластинчатых частиц размером от 0.03 до 0.5 мкм, нередко развивающиеся на месте органических остатков, в других — на фоне преобладающих частиц размером 0.05—0.5 мкм встречаются крупные кристаллы размером 1—2 мкм. Они обычно неправильной формы, но отмечаются и почти идеальные псевдогексогональные кристаллы с заметными торцевыми гранями и пластинчатые кристаллы с расщепленными слоями. Последние образовались по гидрослюде (гидромусковиту или гидробиотиту). Нередко устанавливается, что крупные пластины состоят из более мелких и содержат в своём составе в заметных количествах калий, свидетельствующий об унаследовании его от состава неполно замещенной

слюды. На совместной дифракционной картине от агрегата крупных и мелких частиц видны точечные рефлексы от крупных частиц и кольцевые рефлексы от мелких. Точечные рефлексы характеризуют высокую степень совершенства кристаллов каолинита, имеющих следующие параметры решетки: $d_{100} = 5.10$ Е и $d_{101} = 8.75$ Е. Кристаллы с несовершенной структурой, встречающиеся в подчиненном количестве, характеризуются $d_{100} = 4.96—5.00$ Е; $d_{010} = 8.66$ Е и $d_{201} = 7.12$ Е. Встречается галлуазит трубчатой или вытянутой пластинчатой форм. Трубочатые частицы галлуазита имеют среднюю длину 1 мкм и диаметр 0.1—0.2 мкм. К гидрослюде на электронно-микроскопических снимках мы относим полупрозрачные тонкие чешуйки с резкими ограничениями. При энергодисперсионном (микронзондовом) анализе в них обычно повышено содержание калия. Монтмориллонитовая и хлоритовая фазы, устанавливаемые рентгеновскими методами, на электронномикроскопических снимках не определяются. Зато зерна кварца, минералы железа и титана диагностируются уверенно по морфологическим признакам и микронзондовым анализам.

В наиболее чистых каолинитовых разностях глин все кристаллы имеют пластинчатый облик. В их составе по данным энергодисперсионного анализа фиксируются лишь Al_2O_3 и SiO_2 , на долю остальных элементов приходится доли процента. Количество глинозема в ряде образцов превышает расчетное для каолинита на несколько процентов, что может свидетельствовать о наличии гиббсита, устанавливаемого по данным рентгеновского анализа. Но в основной массе образцов содержания Al_2O_3 близки к расчетным. Уменьшение содержаний глинозема в отдельных частицах сопровождается увеличением количеств K_2O , других оксидов, а также кремнезема. Такие частицы имеют объемную неправильную форму, иногда с остроугольными краями. Пластинки каолинита с содержаниями Al_2O_3 и SiO_2 , близкими к стехиометрическим, слагают основную массу породы. В отдельных точках повышены значения карбонатных CaO и MgO . Здесь же увеличены количества SO_3 (до 6.31 %), свидетельствующие о присутствии часто встречающегося пирита. Очень часто в глинистых агрегатах увеличено содержание железа и титана, свидетельствующих о присутствии минералов этих элементов.

Сравнение минералогии глин по ряду участков на территории антеклизы показало заметные вариации в составе глинистых минералов: как в их количественном соотношении, так и в степени зрелости. Так, на Архангельском участке (в 40 км западнее Латного) глины имеют каолинит-гидрослюдистый состав со значительной примесью кварца. Ко-

личества гидрослюда и каолинита примерно одинаковы, монтмориллонит встречается эпизодически. Глины Студеновского и Лукошкинского участков (Липецкая область, 120 км севернее Воронежа) имеют полиминеральный состав, причем рефлексы всех трех глинистых минералов хорошо выражены. В значительных количествах присутствует кварц. По Ведуга-Девичьему участку изучено наибольшее число разрезов и здесь отличительной чертой является преимущественно монтмориллонитово-каолинитовый состав глин, с редкой примесью гидрослюда. Содержание кварца варьирует по разрезам: в отдельных скважинах количества его довольно значительны, в то время как в других — ничтожны. Глины часто содержат неупорядоченные смешаннослойные образования типа гидрослюда + монтмориллонит и в двух случаях примесь гиббсита. В пределах Семилукского участка отмечаются каолинитовые глины с небольшой примесью гидрослюда и монтмориллонита. Во всех образцах в значительных количествах присутствует кварц. Глины Гремячского участка (в 30 км южнее Воронежа) имеют монтмориллонит-каолинитовый состав с заметной примесью кварца. Монтмориллонита очень мало, а гидрослюда почти совсем нет. Ещё южнее (Репьёвский участок) глины каолинит-гидрослюдистые.

Результаты детального изучения глин Криушанского месторождения (левобережье Дона, в 80 км восточнее Воронежа), сходных по макро- и микроскопическим признакам с латненскими, свидетельствуют об их полиминеральном составе. Здесь наиболее распространены гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовые разновидности, меньше монтмориллонит-каолинитовых. Изредка среди запесоченных и алевритистых глин встречаются гидрослюдисто-каолинитовые. Характерной особенностью глин Криушанского месторождения является широкое присутствие в них смешаннослойных минералов типа гидрослюда + монтмориллонит, которые в ряде разрезов являются вторыми после каолинита породообразующими минералами. Нередко в монтмориллонит-каолинитовой и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовой глинах отмечается гиббсит (рефлекс 4.85 E) и тонкокристаллический кварц. На Большекарповском месторождении керамических глин (60 км северо-западной Воронежа), по минеральному составу отмечается несколько разновидностей: каолинитовые, монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые, гидрослюдисто-каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые. В отдельных случаях встречается незначительная примесь смешаннослойных минералов и хлорита, но нигде не встречен гиббсит.

Приведенные данные позволяют выделить три наиболее распространенных типа аптских глин на площади Воронежской антеклизы: 1 — преимущественно каолинитовые с очень незначительной примесью монтмориллонита, реже гидрослюда и смешаннослойных минералов; 2 — монтмориллонит-каолинитовые с примесью неупорядочно-смешаннослойных минералов типа гидрослюда + монтмориллонит, реже гидрослюда; 3 — гидрослюдисто-каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые. Первые два типа

глин серого до темно-серого цвета, богаты углефицированными остатками растений и содержат железо в закисной форме в пирите и марказите. Глины третьего типа светло-серые до белых, слюдястые, алевритистые и запесоченные, нередко пятнистоокрашенные гидроокислами железа и развиты чаще всего в северной части рассматриваемой территории. Это объясняется тем, что глины первого типа формировались в проточных озеровидных водоемах, второго — в зараставших растительностью старицах, иловый осадок в которых был резко недонасыщен кислородом, а большое количество углефицированных растительных остатков обусловило возникновение кислой среды. В проточных озеровидных водоемах глинистый осадок не претерпевал существенных изменений в процессе диагенеза, о чем свидетельствует минеральный состав светлых глин, идентичный минеральному составу пород источников сноса. Иная картина в зараставших старицах, где глинистый осадок в кислых условиях среды подвергался переработке [2]. При этом терригенный каолинит, как наиболее устойчивый минерал, изменениям не подвергался, в то время как из слюд выщелачивались межслоевые катионы, и они через серию смешаннослойных минералов гидрослюда + монтмориллонит переходили в монтмориллонит, который затем разрушался с синтезом каолинита, гиббсита и, возможно, небольшого количества кварца. Все эти минералы фиксируются на дифрактограммах огнеупорных глин.

Новообразованный каолинит отмечается в виде вермикулитоподобных сростков, хорошо видных в шлифах, и псевдоморфоз по углефицированным остаткам растений, наблюдающихся на электронномикроскопических снимках. Таким образом, в результате воздействия болотных вод на иловый осадок полиминерального состава происходило его «дозревание», что обусловило близкий к мономинеральному каолинитовый состав огнеупорных глин. **Процесс диагенетического «дозревания» по направленности и конечному результату близок к процессу выветривания, но отличается от него растянутостью и наличием многочисленных промежуточных минералов.** Следует отметить, что степень проработки илового осадка определяет чистоту конечного продукта, и в различных месторождениях в глинах как бы зафиксированы стадии этого процесса. Если гидрослюдисто-каолинитовые глины представляют собой исходный материал, то криушанские глины, содержащие значительное количество смешаннослойных минералов и монтмориллонита, отражают промежуточную стадию процесса «дозревания». Наиболее мономинеральны существенно каолинитовые глины Стрелицкого месторождения, а минеральный состав глин карьеров «Средний» и «Белый Колодец» указывает на то, что они более переработаны, чем криушанские, но меньше, чем стрелицкие. Степень «облагораживания» глин зависит не только от переработки неустойчивых минералов, но и от количества вынесенного железа, которое мигрирует в закисной форме. В этом отношении криушанские глины менее переработаны, чем глины латненской группы месторождений, т. е. процесс разрушения

гидрослюд и монтмориллонита происходил одновременно с процессом выноса железа. Следует отметить, что разные стадии процесса «дозревания» глинистого осадка можно установить при изучении глин не только разных месторождений, но и одного месторождения и даже одного разреза.

Итак, исследование аптских глин показало их значительные различия по минеральному составу, дисперсности, гранулометрии, наличию примесей, количеству растительных остатков. Все это указывает на неодинаковые условия формирования глинистых пород в аптское время. Их образование, согласно данным [2], происходило в озерно-болотных водоемах в разных частях аллювиальной равнины, протягивающейся в аптское время с юга на север. Об этом свидетельствует ассоциация глинистых пород с песчаными, характеризующимися однонаправленной косой слоистостью потокового типа, существенно каолинитовый состав глин, наличие значительного количества авто- и аллохтонных растительных остатков. Исходным материалом для формирования рассматриваемых образований служили неокомские и верхнедевонские породы, на которых с глубоким размытием залегают аптские отложения.

Следует отметить, что одним из основных поставщиков терригенного материала для аптских образований были верхнедевонские породы «мамонской толщи», сложенные кварцево-каолиновым материалом. Северная граница её распространения почти совпадает с южной границей развития апта, и породы этих стратиграфических подразделений повсеместно перекрыты альбскими на обширной площади юго-востока Воронежской антеклизы.

По нашим данным глины верхнего девона имеют гидрослюдисто-каолинитовый состав. Они размывались и при формировании неокомских пород, имеющих каолинит- гидрослюдистый и гидрослюдисто-каолинитовый состав. Предполагается также привнос терригенного материала с территории Днепровско-Донецкой впадины [2]. Содержание гидрослюды в неокомских глинах колеблется от 30 до 55 %. **Таким образом, при размытии в аптское время как девонских, так и неокомских осадочных пород,**

глинистая составляющая поступающего в бассейны седиментации материала была преимущественно гидрослюдисто-каолинитовой.

Проведенные исследования показали, что большую роль в формировании огнеупорных глин играли процессы «проточного» диагенеза, обусловившие переработку принесенного в бассейны седиментации материала. Объяснение состава минеральных ассоциаций с помощью теории унаследования и дифференциации глинистого вещества, размываемого и транспортируемого из источников сноса, представляется несостоятельным, поскольку монтмориллонит, который как наиболее тонкодисперсный минерал, должен отлагаться в удаленных от источников сноса участках, на самом деле тяготеет к районам месторождения, а далее, за широтой Липецка не встречается. Глины первого и второго типов распространены на правобережье Дона до широты Липецка, в относительно узкой полосе, являющейся, очевидно, магистральной долиной древней аптской палеореки. К западу от неё глины имеют гидрослюдисто-каолинитовый состав и не подвергались значительным изменениям. Во всех разрезах к северу от Латненской группы месторождений глины огнеупорного типа маломощные, имеют линзовидное залегание, поэтому перспектив на открытие крупных месторождений огнеупорного сырья здесь нет. На левобережье Дона, севернее и южнее Криушанского месторождения, отмечается широкое развитие огнеупорных глин. Это дает основание считать район левобережья Дона перспективным на поиски новых месторождений огнеупорных глин, однако большая глубина залегания полезного ископаемого препятствует его освоению.

Литература

1. Савко А. Д., Михин В. П., Холмовой Г. В. Литология и полезные ископаемые аптских отложений между речья Дон-Ведуга-Девица. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2004. 111 с.
2. Савко А. Д. Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы // Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. М., 1990. С. 35–47.

ЭКСГУМАЦИЯ И МНОГОЭТАЖНЫЙ ГИПЕРГЕНЕЗ ЭВАПОРИТОВЫХ ТОЛЩ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

И. И. Чайковский, Е. П. Чиркова

Горный институт УрО РАН, Пермь; *ilya@mi-perm.ru; zaitseva_59@mail.ru*

Изучение структурно-вещественных особенностей пород, вскрытых в разрезе ряда скважин, пробуренных над Верхнекамским месторождением солей, позволил выявить признаки подъема территории на высоту порядка 40—50 м. На земной поверхности это сопровождалось образованием глубоких речных врезов, выполненных плиоценовыми осадками, а на глубине — опусканием кровли различных гидрохимических горизонтов, что спровоцировало многоэтажную трансформацию состава соляно-мергельной толщи и разнообразные деформации. Опускание подошвы гидрокарбонатно-кальциевых вод в зону распространения сульфатов вызвало их активное выщелачивание и замещение халцедоном и кальцитом. При этом сформировались согласные микробрекчии с карбонатным цементом и послойные «сухие» зеркала скольжения.

Чуть ниже активизировались процессы гидратации ангидрита, которые сопровождались увеличением объема на 10—27 % и разнообразными деформациями, которые можно отнести к гипсовой тектонике. Это сцементированные жилами гипса брекчированные мергели, а также прожилки селе-

нита, примыкающие к увеличивающимся в объеме желвакам ангидрита. Наличие многочисленных полос излома (кинкбандов) внутри этих прожилков отражает их пульсационный рост, чередующийся с периодами послойного скольжения.

В нижней части толщи, где сульфатно-кальциевые воды сменяются хлоридно-натриевыми, зафиксированы явления растворения галита и декарбонатизации мергелей. Последние преобразуются в глины с остроугольными реликтами мергеля (рухляка). Для этой зоны характерна массовая псевдоморфизация (гипса, пирита, халцедона, карбонатов по галиту и ангириту), образование конкреций и формирование полиминеральных латерально-секционных прожилков.

Таким образом, эксгумация эвапоритовых комплексов связанная с общим подъемом территории, спровоцировала нарушение равновесия между надсолевыми породами и подземными водами и проявление многоэтажного гипергенеза, на уровне гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых вод.

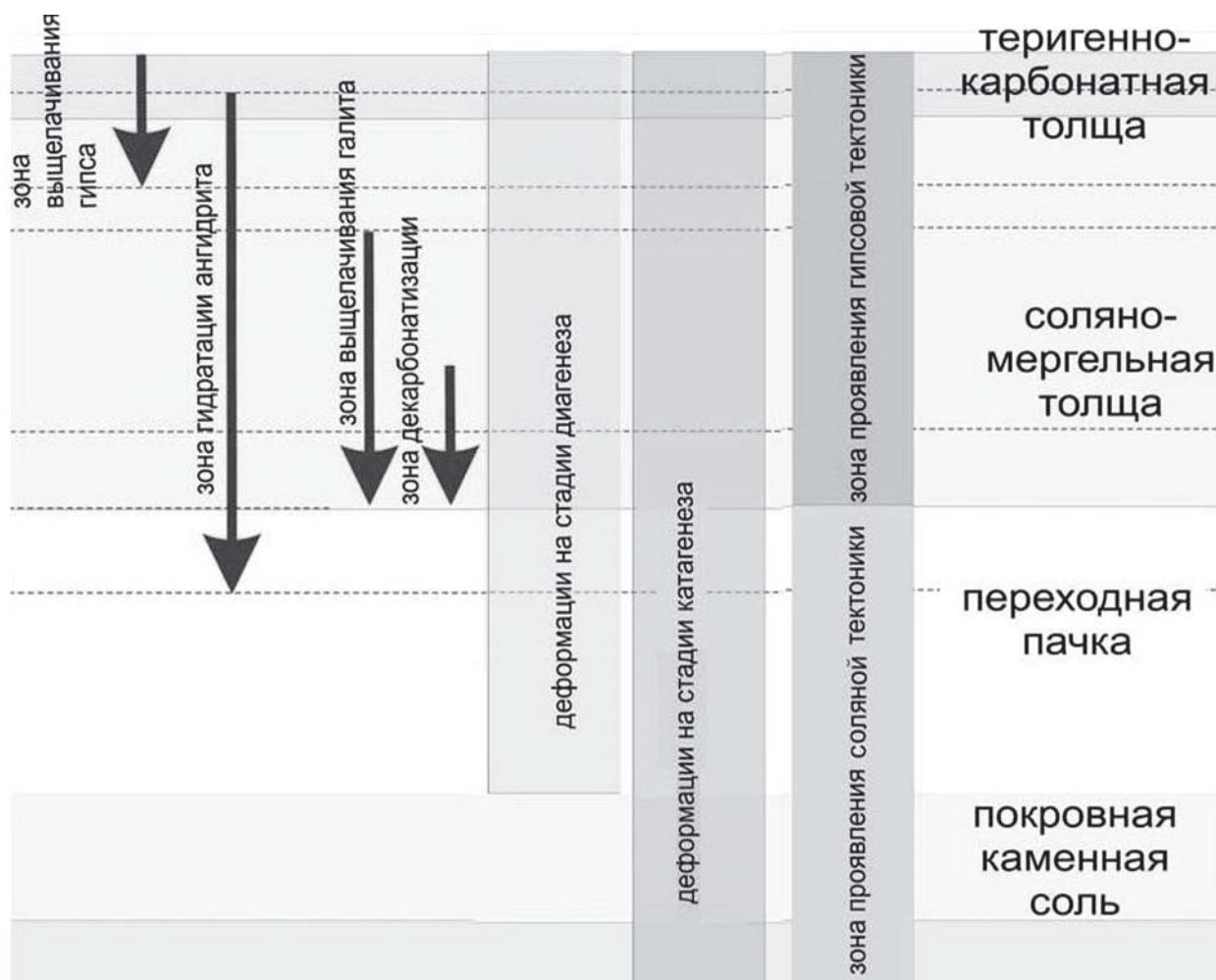
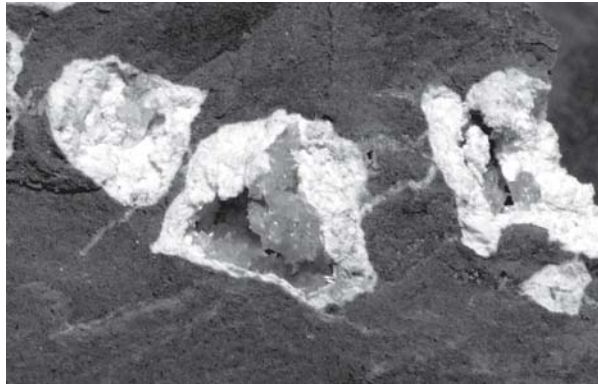
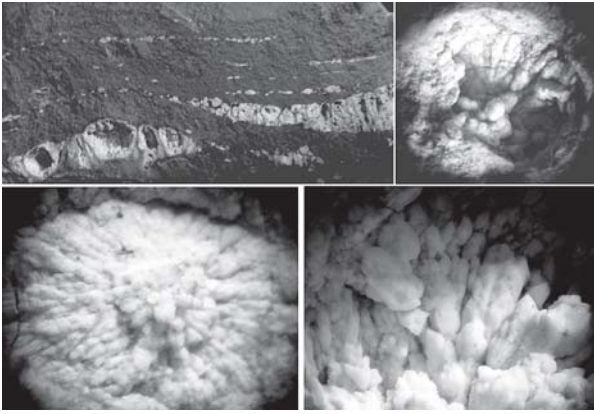
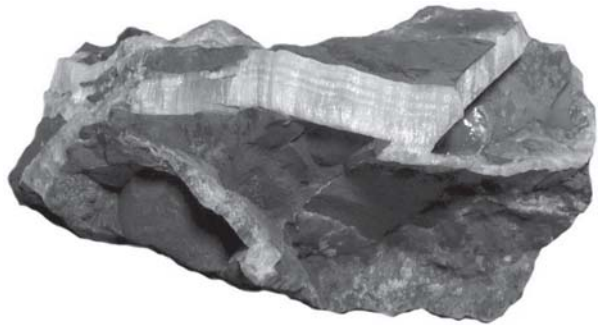


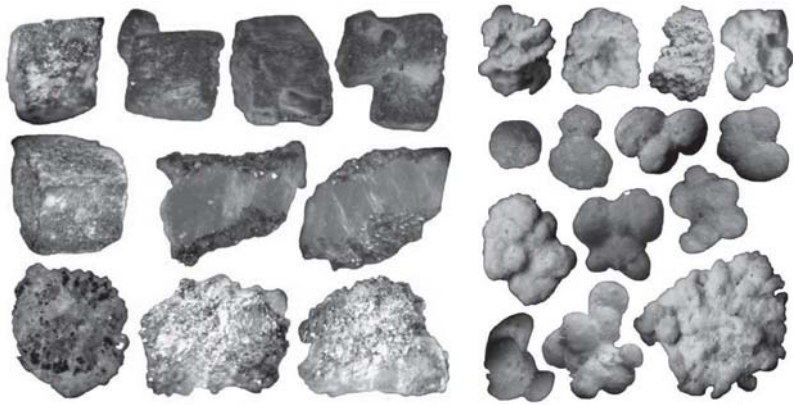
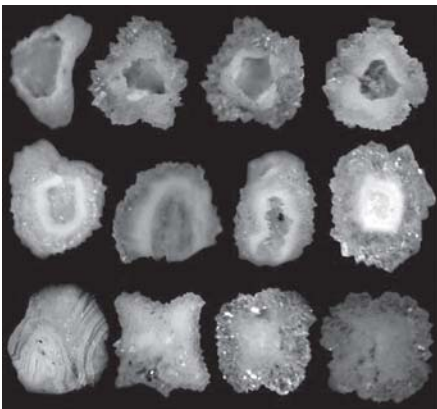
Схема эпигенеза в надсолевой толще Верхнекамского месторождения



Халцедон-кварцевые и халцедон-кальцитовые псевдоморфозы по желвакам ангидрита из гидрокарбонатно-кальциевой зоны



Прожилки гипса, примыкающие к гидратированным желвакам ангидрита, и брекчия с селенитовыми прожилками из зоны сульфатно-кальциевых вод



Псевдоморфозы кварца по ангидриту, гипса и пирита по галиту, конкреции кальцита и латерально-секреционный прожилков пирит-халцедон-кварц-ангидрит-галитового состава из хлоридно-натриевой зоны

ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СФЕРИЧНОСТИ И ОКРУГЛЕННОСТИ КВАРЦА ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А. И. Ялышева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *Yalysheva@igg.uran.ru*

Кластогенный кварц является одним из ведущих минералов-индикаторов седиментогенеза и, начиная с начала XX в., достаточно широко используется в различных литологических построениях. Историю кварцевого зерна в осадочном цикле запечатлевает его форма, с помощью исследования морфометрии которой можно получить информацию как о составе петрофонда, так и об условиях транспортирующей среды [14]. Среди морфометрических признаков кластогенного кварца традиционно можно выделить размер, сферичность, изометричность и округленность. Композиция данных признаков формы кварца имеет ряд особенностей. Например, достаточно часто проводится прямая корреляция между показателями сферичности и округленности кварцевых зерен, что не всегда имеет под собой основание. Как было установлено ранее на материале исследования кварца вендских псаммитов Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, данные морфометрические характеристики могут иметь также отрицательную связь, например, в результате вторичного раскалывания зерен [12]. Хорошо округленные и сферичные зерна кварца более всего характерны для осадков, сформированных в эоловых обстановках [16]. В акальных условиях седиментации, как показано в экспериментальных работах [9, 15] для кварца псаммитовой размерности не всегда возможна интенсивная абразия зерен до степени их «идеальной» кластогенной формы — сферы. Совершенная сферичность средне- и мелкопсаммитовых зерен кварца, в отличие от хорошей округленности, чаще всего достигается в случае неоднократного перебива терригенных отложений [3, 4].

Сферичность и округленность кластогенного кварца пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория (БМА) были изучены на терригенном материале подсвит и свит крупных седиментационных серий, а именно липовской подсвиты айской свиты ($R_1 a_i$), иркусканской пачки бакальской свиты ($R_1 b^2$), зигальгинской свиты ($R_2 z_g$), бирьянской подсвиты зильмердакской свиты ($R_3 z_l$) и урюкской свиты (V_{2ur}). Песчаники липовской подсвиты айской свиты, залегающие практически в основании нижнего рифея Башкирского мегантиклинория, сложены крупно- и среднезернистыми, разномасштабными аркозовыми и субаркозовыми разностями. Песчаники иркусканской пачки представлены крупномелкозернистым псаммитовым материалом в виде линз в алевролитисто-глинистых сланцах. Отложения зигальгинской свиты, в общем, слагаются средне- и мелкозернистыми песчаниками массивного облика. Бирьянская подсвита имеет в своем составе крупно- и среднезернистые полевошпато-

кварцевые, аркозовые и субаркозовые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, при подчиненной роли мелкозернистых песчаников и алевролитов. Урюкская свита включает крупнозернистые аркозовые и субаркозовые, кварцевые песчаники с подчиненной ролью прослоев и линз конгломератов, гравелитов и алевролитов [2, 8, 10, 11].

Из перечисленных выше свит было отобрано по 50 зерен кварца в классе 0.25—0.5 мм, для каждого из которых определялась сферичность [5] и округленность [17]. Значения сферичности зерен кварца **рифейских отложений** находятся в пределах области 0.6—0.8, тогда как для зерен кварца песчаников урюкской свиты **венда** характерны значения 0.4—0.6. Показатели округленности большей части зерен кварца тяготеют к интервалам значений 0.5—0.7 и 0.7—1.0 [13]. **Таким образом, показатели сферичности кварца песчаников рифея и венда различаются, тогда как значения округленности кварца разных уровней верхнего докембрия БМА в целом одинаковые.** Отсюда возникает задача сопоставления данных морфометрических характеристик кварца между собой и их соотнесение с фаціальными обстановками среды седиментации.

Интересные выводы были получены при использовании кластерного анализа морфометрии кварца. Представленный рис. 1 дендрит, объединяющий значения сферичности кварца разновозрастных отложений рифея и венда, показывает наличие нескольких ядер. Первый кластер связывает показатели сферичности кварца терригенных пород липовской подсвиты айской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, второй — бакальской и зигальгинской свит. Дендрит округленности (рис. 2) в целом, повторяет кластеры, как и для показателей сферичности, исключением является положение урюкской свиты венда, которая «встает на место» бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея.

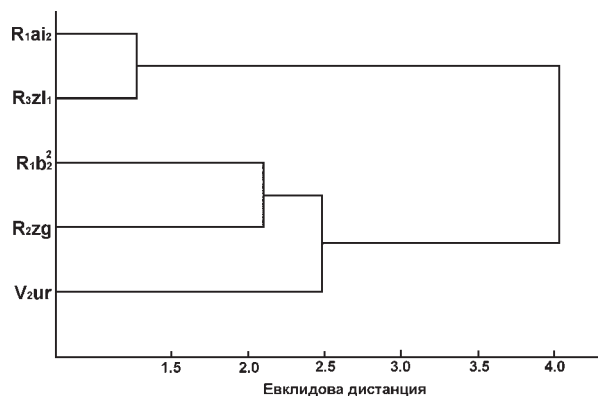


Рис. 1. Дендрограмма показателей сферичности кластогенного кварца песчаников Башкирского мегантиклинория

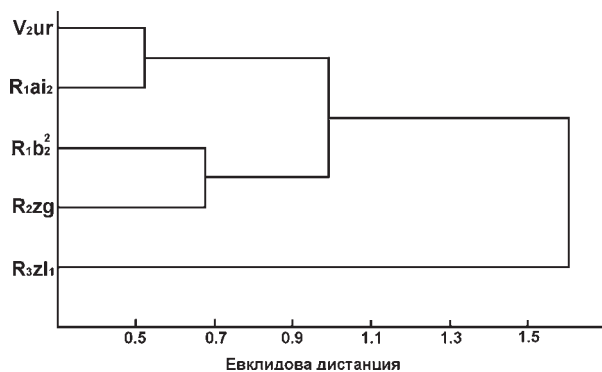


Рис. 2. Дендрограмма показателей округленности кластогенного кварца песчаников Башкирского мегантиклинория

Значения округленности зерен кварца отражают степень абразии обломочных частиц и свидетельствуют об условиях среды, времени и расстоянии транспортировки кластики, тогда как показатели сферичности зависят от первоначальной формы зерен материнской породы и механической устойчивости минерала [14]. Таким образом, данные различия в строении дендритов морфометрии кварца можно интерпретировать относительно обстановок формирования отложений Башкирского мегантиклинория.

Как известно, происхождение терригенного материала липовской подсвиты айской свиты связывают преимущественно с аллювиальными обстановками, а именно, с осадками фаций дельт, русел и прирусловой части поймы [8]. В подобных же фациальных обстановках формировались песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [6]. Таким образом, при едином источнике сноса кварцевой кластики [1], положение в одном ядре дендрита значений сферичности кварца липовской подсвиты айской свиты и зильмердакской свиты вполне объяснимо. Кластеризация значений сферичности урюкской свиты, отложения которой также относят к аллювиальным [2], не происходит и это можно объяснить другим источником кварцевой кластики. Обратная ситуация наблюдается на рисунке дендрита округленности, где кластер «липовская подсвита айской свиты и урюкская свита» можно связать не столько со сходством фациальных обстановок формирования осадков, сколько со сходством петрофонда (?). Кластер «бакальская и зигальгинская свиты» сохраняет устойчивость а обоих дендритах. Это, в общем, может определяться однотипными обстановками формирования отложений бакальской и зигальгинской свит — умеренного и высокоэнергетического морского мелководья [7, 8].

Итак, опыт сопоставления морфометрических значений кластогенного кварца показывает, что высокие значения сферичности, характерные для отложений рифея Башкирского мегантиклинория, могут быть обусловлены не только обстановками среды седиментации. Например, для кварца песчаников зигальгинской и зильмердакской свит рифея были получены практически одинаковые значения сферичности, но формирование отложений происходило в разных фациальных обстановках, следовательно, кварцевые зерна претерпели разную седиментологическую историю. К тому же, как ранее установил Л. В. Анфимов [1], кварцевая кластика

песчаников айской, зигальгинской и зильмердакской свит рифея Башкирского мегантиклинория имеет единый источник сноса, преимущественно литогенной/рециклированной природы. Следовательно, при генетическом толковании морфологии кварцевых зерен необходимо учитывать факты происхождения этого минерала, так как возможно поступление в область седиментации литогенного кварцевого материала обладающего «наследованными» значениями морфометрии.

Исследования выполнены в рамках интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность» (09-С-5-1013) и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00279.

Литература

1. Анфимов Л. В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 1997. 288 с.
2. Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
3. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
4. Кухаренко А. А. Количественный анализ формы галек из древнего аллювия р. Койвы // Сов. геология, 1947. № 18. С. 146—155.
5. Лапинская Т. А. К вопросу о количественной характеристике формы зерен обломочных минералов // Сов. геология, 1947. № 18. С. 156—163.
6. Маслов А. В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
7. Маслов А. В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2000, Т. 8. № 1. С. 17—34.
8. Нижний рифей Южного Урала / Отв. Ред. М. А. Семихатов. М.: Наука, 1989. 208 с.
9. Разумихин Н. В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л.: ЛГУ, 1965. 66 с.
10. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 172 с.
11. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
12. Ялышева А. И. Композиция морфометрических особенностей кластогенного кварца вендских псаммитов Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) // Электронные материалы V Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, 2010. http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/01_mineralogy/400.pdf
13. Ялышева А. И. Типоморфизм кластогенного кварца из докембрийских отложений Южного и Среднего Урала // Литосфера, 2010. № 1. С. 64—83.
14. Folk R. L. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: Hemphill Publ. Co. 1980. 190 pp.
15. Kuenen Ph. H. Experimental abrasion, pt. 3: Fluvial action on sand // Am. J. Sci. 1959. № 257. P. 172—190.
16. Kuenen Ph. H. Experimental abrasion, pt. 4: Eolian action // J. Geol. 1960. V. 68. P. 427—449.
17. Russell R. D., Taylor R. E. Roundness and shape of Mississippi river sands // J. Geol. 1937. V. 45. P. 225—267.

СТРАТИФОРМНЫЕ ЗАЛЕЖИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА КАК ПРИЗНАК ПРИДОННЫХ ПАЛЕОВЫСАЧИВАНИЙ КАТАГЕННЫХ РАСТВОРОВ

Э. А. Королев, В. М. Николаева

Геологический факультет Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань;
Edik.Korolev@ksu.ru

В данной работе рассмотрены два проявления стратиформной минерализации в обнажениях у села Кильдюшева и Большие Тарханы (западная часть Республики Татарстан). В пределах исследуемых районов верхнеюрские отложения повсеместно представлены мелководно-морским терригенным комплексом, в составе которого выделяются отложения келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов. Осадочный комплекс большей частью сложен зеленовато-серыми глинами, среди которых залегают редкие прослойки алевролитов и косослоистых песчаников со знаками волновой ряби. По данным рентгенографического анализа глины имеют поликомпонентный состав. Из глинистых минералов преобладают неупорядоченно смешанослойные фазы, в структуре которых закономерно чередуются монтмориллонитовые и иллитовые пакеты. В меньших количествах присутствуют хлорит, мусковит и каолинит. Помимо глинистых минералов породы содержат зерна аллотигенных кварца, альбита и микроклина. В оксфордских и кимериджских отложениях в составе глин в заметных количествах появляется биогенный кальцит, представленный остатками нанопланктона. Скелетные остатки кокколитофорид относительно равномерно распределены в объеме пород, имея произвольную ориентировку, что указывает на их поступление в момент существования еще вязкого неуплотненного глинистого ила. В процессе диагенеза, сопровождавшемся уплотнением глинистых частиц и отжатием порового раствора, твердые остовы органических остатков и привнесенные обломочные зерна минералов практически не изменили своего положения, приобретенного на стадии седиментации.

У села Кильдюшева среди относительно однородной глинистой толщи на отдельных стратиформных уровнях залегают баритовые конкреции, секретиции и септарии размером от 5 до 80 см, образующие «поле» площадью около 2 км². Все агрегаты характеризуются однородной темно-серой окраской, сферическим или эллипсоидным обликом, гладкой, либо пупырчатой поверхностью.

Конкреции в зависимости от стадий привноса формирующих их минерализованных растворов можно подразделить на одноактные и многоактные [1]. Для первых характерно преимущественно однородный вещественный состав, для вторых — многокомпонентное минеральное выполнение.

К одноактным относятся небольшие баритовые стяжения размером до 10 см в диаметре. Они практически нацело сложены тонкозернистыми баритовыми агрегатами, в которых пластинчатые кристаллы ориентированы хаотично по отношению друг к другу. Крупных реликтов вмещающей породы практически нет, лишь участками фиксируется рассеянная вкрапленность глинистых частичек хлорита и иллита. Однородный размер и беспорядочное расположение кристаллов BaSO₄ в агрегатах указывает на их гетерогенное зарождение в условиях относительно высокого пересыщения, а отсутствие захваченной в процессе формирования конкреций вмещающей породы — на раннедиагенетическое время их появления, когда илистый донный осадок еще не был уплотнен.

Многоактные конкреции представлены более крупными агрегатами, размер которых варьирует от 15 до 80 см. Все они характеризуются концентрически зональным строением. При этом каждая зона представлена определенным минеральным выполнением. Среди многоактных конкреций преобладают барит-гипс-пиритовые и франколит-барит-кальцитовые полиминеральные разности. У первых ядро выполнено тонкозернистым баритом. Поверх него нарастает гипсовая оболочка, состоящая из шестоватых кристаллов ориентированных перпендикулярно поверхности баритового ядра. Периферия сложена сросшимися фрамбоидальными пиритовыми агрегатами, образующими внешнюю оторочку конкреций. У вторых центральная часть представлена скрытокристаллическим франколитом. Вокруг него нарастает баритовый слой, сложенный пластинчатыми кристаллами ориентированными параллельно поверхности кальциево-фосфатного ядра. Краевая зона выполнена пелитоморфным кальцитом. Во всех многоактных конкрециях реликты вмещающей породы практически не фиксируются.

Секретиции и септарии по сути представляют единый генетический тип аутигенных образований. И те и другие имеют внутреннюю полость, повторяющую очертания внешнего облика агрегатов. Разница заключается лишь в том, что у секретий стенки полостей ровные, а у септарий — осложнены радиально ориентированными трещинами, постепенно сужающимися по мере удаления от центра. Внутренние полости секретий содержат друзы, сложенные крупными (до 0.8 см) пластинчатыми кристаллами

барита. У септарий центральная полость открытая, а расходящиеся от нее трещины полностью выполнены баритовой минерализацией. Пластинчатые кристаллы $BaSO_4$ в трещинах ориентированы перпендикулярно стенкам. Плотная периферия секретий и септарий сложена баритовыми агрегатами, состоящими из закономерно ориентированных тончайших пластинок, расположение которых напоминает морозную изморозь на стекле. По мере приближения к центральной полости размеры агрегатов и кристаллов в них увеличиваются.

Особенности залегания и строения баритовых агрегатов позволяют в какой-то степени судить об условиях их образования. Так, ограниченное пространственное распространение баритовой минерализации в глинистой толще, с низкими кларковыми содержаниями Ba [2], указывает на существование внешних локальных источников, поставляющих вещество в породы, а стратиформный характер их положения в разрезе — на узкий временной диапазон активизации этих источников. Морфология баритовых агрегатов в совокупности с отсутствием в них реликтов вмещающей породы свидетельствуют о том, что они формировались в вязком илистом осадке.

По-видимому, на определенном этапе развития Ульяновско-Саратовского прогиба по его периферии происходило раскрытие глубинных разломов, по которым активизировалась миграция глубинных флюидов. Разгружаясь в придонной части Среднерусского палеоморя, растворы приносили с собой химические элементы, несвойственные для существовавшей в позднеюрское время седиментационной обстановки. В результате в локальных областях создавались специфические гидрохимические условия. Судя по составу конкреций, секретий и септарий флюиды характеризовались высоким содержанием миграционноспособного Ba^{2+} , концентрирование которого осуществляется только в хлоридных рассолах. Отсюда можно заключить, что разгружающиеся растворы изначально имели хлоридно-натриевый или хлоридно-кальциево-натриевый состав. В зонах субаквального высачивания глубинные хлоридные рассолы смешивались с придонными сульфат содержащими морскими водами, в результате чего здесь достигалось пересыщение по бариту. В силу своей низкой растворимости $BaSO_4$ быстро выпадал в осадок, образуя гелевые стустки, которые по мере своего увеличения в размерах отесняли неуплотненные глинистые частички. Именно этим и объясняется отсутствие в баритовых агрегатах реликтов вмещающей породы. На внешних границах стустков отвердевание шло более быстрыми темпами по сравнению с их центральными частями, что привело к формированию плотной периферии, сложенной относительно мелкими баритовыми кристалликами. Во внутренних частях процесс кристаллизации барита был растянут по времени, поэтому пластинчатые кристаллы сумели вырасти до более крупных размеров. В процессе раскристаллизации полужидких гелевых стустков, очевидно, происходило равномерное сокращение их внутреннего объема, что привело к образованию

центральных полостей, повторяющих внешнюю форму секретий. При неравномерной усадке, по-видимому, образовывались радиальные трещины, расходящиеся во все стороны от центральной внутренней полости, таким образом формировались септарии. В дальнейшем из остаточного кристаллизационного раствора образовывался барит поздней генерации, который выполнял трещины синерезиса, либо формировал друзы, состоящие из крупных пластинчатых кристаллов $BaSO_4$. В некоторых случаях, судя по минеральному выполнению конкреций, поступающие глубинные растворы эволюционировали во времени. Именно этим объясняется чередование различных по минеральному составу концентрических оторочек внутри конкреционных образований

У села Большие Тарханы примерно на том же стратиграфическом уровне зафиксировано пиритовое «поле» видимой площадью около 5 км^2 . В его пределах глинистые отложения буквально усеяны конкрециями дисульфида железа размером от 2 до 15 см. В центральных частях «поля» плотность сонахождения пиритовых агрегатов доходит до 60 шт. на 1 м^2 . По мере приближения к краю стратиформной залежи их плотность уменьшается сначала до 30—35 шт. на 1 м^2 , затем до 5—10 шт. на 1 м^2 . Далее пиритовые агрегаты резко исчезают, сменяясь известковистыми конкрециями, которые образуют относительно небольшой по ширине (5—10 м) ореол вокруг рудного «поля».

В центральных частях площади развития пиритовой минерализации фиксируются конусовидные образования высотой до 30 см, которые в виде останцов выступают над размытыми волновой абразией прибрежными террасами. Конусовидные останцы сложены пелитовыми частичками глинистых минералов исходной породы скрепленных многочисленными пиритовыми агрегатами. Последние, очевидно, и обуславливают более высокую прочность конструкций, сохраняя их от размыва. Внешние стенки выступающих над водой конусов имеют хорошо выраженное террасовидное строение. От основания к вершинам конструкций площади террас постепенно уменьшаются в размерах, при этом высота их уступов остается постоянной. Близко расположенные конусовидные образования в основании имеют общие нижние терраски, из которых постепенно обособляются две самостоятельные вершины. Венчают конусовидные останцы уплощенные, часто дисковидные пиритовые конкреционные агрегаты диаметром до 10 см при толщине 4—6 см. От них вниз внутрь конструкций отходят относительно тонкие (0.5—1 см в диаметре), постепенно сужающиеся вплоть до полного исчезновения корневые отростки. По периферии пиритовых конкреций часто наблюдаются выступающие на 0.5—1.5 см карнизы роста.

Локальная область распространения рассмотренной аутигенной минерализации, конусовидные образования в центре рудного «поля», характер распределения по площади пиритовых агрегатов, а также явная минералогическая зональность по простиранию глинистого пласта отвечают всем признакам

характерным для современных придонных высачиваний глубинных флюидов, обогащенных сероводородом. Учитывая высокую тектоническую активность территории Русской платформы в юрский период, выразившуюся на насматриваемом участке в развитии Ульяновско-Саратовского прогиба, можно считать, что выявленное поле вторичной минерализации является результатом деятельности древних сипингов, разгрузавшихся в придонной части Среднерусского палеоморя.

На основании имеющегося геологического материала процесс минералообразования можно представить следующим образом. В период прогибания территории, сопровождавшийся раскрытием разломов, создавались условия для вертикальных потоков глубинных флюидов, обогащенных сульфатными ионами и легкими углеводородами. На присутствие последних указывают многочисленные битумные примазки на стенках трещин в карбонатных породах пермского возраста. Источником подобных растворов могли служить мощные (до 40 м) гипс-ангидритовые пласты сакмарского яруса пермской системы, находящиеся в 400 м ниже под юрскими отложениями. Проходя через илестые морские отложения, обогащенные органикой, сульфат-ионы под действием микроорганизмов восстанавливались с образованием сероводорода. Не исключена возможность участия в процессах генерации сероводорода и термохимической редукции гипсовых толщ.

Разгружаясь в придонной части Среднерусского палеоморя, сероводородные сипинги формиро-

вали вокруг себя области повышенной пиритовой минерализации. В зонах непосредственного высачивания флюидов пирит цементировал илистый осадок, образуя конусовидные постройки, в зонах диффузионного рассеяния вещества — образовывал биохеомогенные конкреционные агрегаты. По краям сероводородной геохимической зоны, очевидно, существовала нормальная обстановка, свойственная мелководно-морским эпиконтинентальным бассейнам. Здесь происходила постепенная смена редокс-потенциала с восстановительного на окислительный, что выразилось в последовательном уменьшении количества пиритовых образований вплоть до их полного исчезновения и появлении известковых конкреций.

Таким образом, баритовые и пиритовые «поля» в терригенном комплексе верхнеюрского возраста можно рассматривать в качестве следов придонных высачиваний в краевых частях Среднерусского палеоморя.

Литература

1. *Годовиков А. А., Степанов В. И.* Формы нахождения минералов. М.: Ассоциация Экост, 2002. 64 с.
2. *Низамутдинов А. Г.* Распределение микроэлементов в осадочных формациях мезокайнозоя Ульяновского Поволжья // Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые мезокайнозоя Урало-Поволжья. Казань: КГУ, 1971. С. 139—152 (Тр. геол. ин-та: КГУ. Вып. 29).
3. *Павлов Д. И., Карцев А. А.* Зоны катагенной разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов и осадочный рудогенез // Геол. рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 2. С. 122—131.

О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД

С. Х. Лифшиц

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск
s.h.lifshits@ipng.ysn.ru

На больших глубинах под влиянием высоких давлений осадочные породы приобретают пластичность и достаточно быстро уплотняются, в результате чего уменьшается их пористость и проницаемость. Однако отмечаются различия по проницаемости для продуктивных по углеводородам и водонасыщенных пород на одной и той же стадии уплотнения [1, 2]. Согласно «закономерности Чепикова» это связано с торможением уплотнения пород, заполненных углеводородами. Возникает вопрос, на каком этапе уплотнения пород формировалась нефтяная залежь? Происходило концентрирование углеводородов в залежь до того, как произошло уплотнение пород, или действуют некие механизмы, обеспечивающие большую проницаемость пород в случае заполнения их углеводородами.

Если предположить, что образование нефти шло в системе, открытой по потоку энергии и вещества, то механизм нефтеобразования можно представить в виде следующей схемы [3]:

— осадочный бассейн с рассеянным органическим веществом является основным источником нефтяных углеводородов и приобретает свойства открытой системы, например, при внедрении в него магматического тепла и глубинных флюидов;

— основные компоненты глубинных флюидов, такие как CH_4 и CO_2 , в условиях главной фазы нефтеобразования находятся в сверхкритическом состоянии, обладают чрезвычайно высокой проницаемостью и способностью растворять не только жидкие, но и твердые углеводороды;

— в результате пронизывания осадочных пород глубинным флюидом в сверхкритическом состоянии происходит не только растворение битуминозных веществ, но и преобразование высокомолекулярных органических соединений, включая кероген, т. к. в микропорах и микротрещинах пород инициируются механохимические реакции, ведущие к разрыву С-С связей [4];

— миграция углеводородов: первичная — через нефтематеринские породы, и вторичная — по породам-проводникам, идет одновременно в потоке сверхкритического флюида;

— в породах-коллекторах вследствие падения давления глубинный флюид теряет свои сверхкритические свойства, в том числе высокую растворяющую способность и проницаемость, что ведет к разгрузке флюида и формированию газонефтяной залежи.

Вода может являться одним из компонентов глубинных флюидов, кроме того она всегда присутствует в микропорах и микротрещинах пород. Для воды условия перехода в сверхкритическое состоя-

ние более жесткие, чем для CO_2 ($t_{\text{крит}} = 31.3^\circ\text{C}$ и $P_{\text{крит}} = 75.2$ атм) и CH_4 ($t_{\text{крит}} = 82.4^\circ\text{C}$ и $P_{\text{крит}} = 46.9$ атм), и составляют $t_{\text{крит}} = 374.2^\circ\text{C}$ и $P_{\text{крит}} = 221$ атм. Однако вода легко растворяется в сверхкритическом флюиде, приобретая высокую химическую активность. Можно предположить, что при внедрении сверхкритического флюида в коллекторские породы, а это в основном песчаники и известняки, идет частичное растворение породы, ведущее к увеличению ее проницаемости a , возможно, и пористости. Для известняков — это растворение карбонатов до бикарбонатов, т. е. глубинный карст. В песчаных породах, по-видимому, идет преимущественное растворение перемычек, цементирующих зерна породы, что приводит к увеличению проницаемости коллектора. В пористой среде вследствие падения давления сверхкритический флюид переходит в двухфазное состояние с выделением газовой и жидкой фаз. В свою очередь жидкая фаза состоит из двух несмешиваемых частей: нефти и воды. Вероятно, вследствие этого вода всегда подпирает нефтяную залежь. По мере падения давления и температуры обратимая реакция растворения карбонатов может сместиться в сторону их образования — из растворенного в воде бикарбоната начнут откладываться карбонаты, создавая непроницаемую перемычку, изолируя, замуровывая нефтяную залежь. Т. е. будет наблюдаться перераспределение минеральной составляющей коллектора из центральной его части в периферию и, особенно, нижнюю часть. Вероятно, чем глубже идет формирование залежи, тем более выражен данный эффект.

Таким образом, можно предположить, что глубинный флюид в сверхкритическом состоянии не только создает физико-химические условия в осадочном бассейне для преобразования органического вещества и его транспорта, но и улучшает коллекторские свойства пород для формирования залежи.

Литература

1. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.
2. Чепиков К. Р., Ермолова Е. И., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы // Докл. АН СССР, 1959. Т. 125. № 5. С. 1097—1099.
3. Лифшиц С. Х. Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН, 2009. Т. 79. № 3. С. 261—265.
4. Лифшиц С. Х., Чалая О. Н. Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды: Теория и практика, 2010. Т. 5. № 2. С. 45—55.

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ

В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин, А. Г. Корчагин

Геологический факультет Казанского приволжского федерального университета, Казань
Vladimir.Morozov@ksu.ru

Объектом настоящих исследований служил керновый материал каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтяной области. Изученные отложения, сформированные как карбонатные осадки, приурочены к глубинам 800—1200 м и слагают нефтяные резервуары. Среди них для нас наибольший интерес представляют карбонатные породы. Выделены их определенные структурно-генетические типы, «поведение» которых при протекании процессов литогенеза различно [1].

Цель настоящего доклада — показать механизмы и факторы, обуславливающие изменение структуры пустотного пространства матрицы карбонатных пород в условиях фоновых и наложенного типов литогенеза. Достижение цели, на наш взгляд, невозможно без изучения как самих постседиментационных изменений осадочных толщ, так и места пространственной локализации тех или иных преобразований в конкретных разрезах.

Согласно [2, 3], под литогенезом в настоящем сообщении понимаются, с одной стороны, фоновый литогенез, а с другой, наложенный. Под *фоновым литогенезом* или литогенезом погружения понимаются те изменения состава, структуры и текстуры пород, которые определяются глубиной их погружения. А под *наложенным типом литогенеза*, определяющим вторичные изменения — те изменения осадочных пород, которые обусловлены миграцией через них флюидов не по их напластованию. Нередко последний является локальным, т. к. реализуется в отличие от фоновых литогенеза в пределах небольших участков разрезов.

К одной из стадий фоновых литогенеза относится диагенез, который можно разделить на субаквальный, протекающий в условиях погружения осадочных толщ, и субаэральный, происшедший выше уровня водной поверхности бассейна седиментогенеза. Последний имеет развитие в биокластово-зоогенных карбонатных осадках второго типа.

В условиях субаэрального диагенеза под воздействием метеорных вод и в отсутствии уплотнения осадков происходит перекристаллизация микрита, цементирующего органические остатки, до спарита. Вследствие этого и дополнительной кристаллизации диагенетического кальцита происходит формирование весьма плотных пород, пористость которых под микроскопом не обнаруживается. При этом структура пород наследует структуру осадка, что проявляется в том, что пространственное расположение органических остатков остается прежним.

В условиях субаквального диагенеза под действием нагрузки вышележащих толщ происходит уплотнение карбонатных осадков. Присутствующая в

осадках пустотность — биопустоты — практически нацело залечиваются спаритом. В этих условиях, также как и при субаэральном диагенезе, образуются плотные породы, не имеющие микроскопически видимой пористости.

Однако уплотнение различных по структурно-генетическим признакам осадков в условиях субаквального диагенеза и последующего катагенеза происходит неодинаково. Наименьшее уплотнение, судя по данным определения коллекторских свойств пород, наблюдается в биокластово-зоогенных известняках первого типа [1]. Пределом их уплотнения следует считать формирование такой структуры, в которой органические остатки соприкасаются друг с другом. Роль же цементирующей компоненты в таких известняках, как и в других, относимых к биокластовым, играет микрит. Развития спарита при этом не происходит.

Итак, в процессах фоновых литогенеза — субаквального и субаэрального диагенеза, а также в катагенезе — происходит уплотнение отложений и залечивание имеющегося пустотного пространства с формированием плотных пород, коллекторские свойства которых весьма малы.

Среди многих структурно-генетических типов известняков, выделяемых среди изученных объектов, более пристального внимания заслуживают биокластово-зоогенные известняки первого типа. Повышенное внимание к ним обусловлено тем, что лишь они при определенных условиях становятся коллекторами нефти. Их высокие коллекторские свойства обязаны вторичным процессам — выщелачиванию и перекристаллизации, происходящим в процессах наложенного литогенеза. Факторы, обуславливающие их вторичную пустотность — кавернозность, можно разделить на две группы: внутренние и внешние. К внутренним факторам относятся три: структура и состав известняков, наличие над ними флюидоупоров (глинистых пород-покрышек) и их пространственное расположение в пределах антиклинальных поднятий. К внешним факторами отнесены геофлюидный режим бассейна породообразования, а также геодинамический фактор. На определенных этапах геодинамического развития территории в условиях динамотермальной активизации региона происходит интенсивная дефлюидизация пород. Формирующиеся при этом термогидратные флюиды [4], мигрируя не по напластованию пород, вызывают их вторичные изменения.

В нашем случае освобождающиеся из нефтематеринских пород водонефтяные флюиды мигрируют преимущественно через антиклинальные поднятия, которые играют роль «литологических окон». Здесь вследствие различия флюидодинамических

свойств пород по проницаемости происходят физико-химические процессы разделения флюида на нефть и воду. Генерируемые при этом углекислота и органические кислоты, вероятно, вследствие биохимических процессов вызывают растворение определенных компонентов известняка, которые относятся к наименее устойчивым.

Подобный процесс наблюдается лишь в биокластово-зоогенных известняках первого типа, которые среди других структурно-генетических типов известняков являются наиболее проницаемыми породами. Их выщелачивание приводит к частичному растворению микрита, цементирующему органические остатки. Вследствие этого в известняках появляется вторичная кавернозность, равномерно распределенная по объему породы.

Таким образом, в условиях фонового литогенеза (литогенеза погружения) карбонатные отложения превращаются в плотные породы, пористость которых не превышает значений 3–5 %. И лишь в условиях динамотермальной активизации региона вслед-

ствие миграции через антиклинальные поднятия водонефтяных флюидов, их фазового разделения и генерации углекислоты и органических кислот происходит выщелачивание известняков, сложенных различными по устойчивости компонентами.

Этим, на наш взгляд, можно объяснить формирование вторичной пустотности (кавернозности) карбонатных пород, являющихся в настоящее время породами-коллекторами нефти Волго-Уральской нефтяной области.

Литература

1. Морозов В. П., Королев Э. А., Кольчугин А. Н. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. Казань: ПФ Гарт, 2008. 181 с.
2. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
3. Янаскурт О. В. Основы учения о литогенезе. М.: МГУ, 2005. 379 с.
4. Карцев А. А., Вагин С. Б., Шугрин В. П. Нефтегазовая гидрогеология. М.: Недра, 1992. 208 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е. Г. Панова¹, А. П. Казак², С. Ю. Енгальчев², В. Ф. Сапега²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; *elena-geo@list.ru*

² ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

Отложения осадочного чехла северо-запада Русской плиты, расположенные на территории Ленинградской, Псковской, Новгородской и частично Вологодской областей, находятся в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты. На всех платформах зоны сочленения кристаллических щитов и плит имеют сложное строение и длительную историю развития; они являются проницаемыми для восходящих «горячих струй», транспортирующих из нижней мантии в литосферу и наземные оболочки Земли тепло-энергию, мантийное вещество и газовую смесь. Пики эндогенной активности сопровождаются процессами диастрофизма, биотическими кризисами, возникновением криповулканических структур, широким проявлением минералогических, геохимических и изотопно-геохимических аномалий [2, 9]. Необычные геологические и физико-химические условия минералообразования будут отражаться в появлении необычных минеральных ассоциаций и характерных особенностей морфологии, состава и свойств минеральных индивидов и пород.

Перспективы алмазности северо-запада Русской плиты связываются с магматизмом средне-рифейского, верхнедевонско-нижнекарбонного и варисийского возрастов [7]. Для северо-запада Русской платформы кимберлитовый магматизм достоверно установлен в связи со средне-позднедевонской эпохой ее активизации. С ней связаны кимберлиты Беломорско-Кулойского плато и трубчатые тела щелочно-ультраосновного состава Архангельской области, кимберлиты Среднего Тимана и комплекс кимберлитовых и щелочно-ультраосновных пород на Терском берегу Белого моря [1, 5, 8].

В последние годы возрос интерес к северо-западу Русской плиты в связи с проблемой ее алмазности. Находки алмазов на этой территории известны с первой половины XIX в., а к настоящему времени установлено, что отдельные мелкие алмазы и его спутники (пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит и др.) присутствуют среди разновозрастных терригенных толщ платформы. В Западной Латвии, на Курземском полуострове, в породах верхнего девона установлены значительные концентрации пироба и высокохромистых хромшпинелидов. В г. Боровичи (Новгородская область) в аллювии современных водотоков и протоочках девонских песчаников было установлено несколько шлиховых ореолов минералов-спутников с единичными мелкими (0.2 мм) кристаллами алмаза октаэдрического габитуса [6]. В среднем течении р. Мста в зоне размыва верхнедевонских отложений обнаружен алмаз размером 2 мм и его минералы-спутники [11]. В западной части Русской платформы выделена Западно-Русская кимберлитовая субпровинция среднепалеозойского возраста [10].

В пределах Русской платформы трубки взрыва известны в Архангельской области, в области сочленения Украинского щита с платформенными структурами. В пределах южного склона Балтийского щита известен ряд геолого-геоморфологических аномалий, которые еще недостаточно изучены на предмет их возможной алмазности (Турьшинская, Правобережная, Назиевская, Котловская, Дудергофская). В осадочном чехле северо-запада Русской платформы обнаружены многочисленные признаки взрывно-флюидизатных образований, проявленных в виде диатрем, вертикальных штоков (столбов), трубок взрыва или локальных куполовидных структур. Инъекционные флюидно-взрывные образования установленные в верхнедевонских песчаных отложениях у пос. Зайцево на юге Ленинградской области [3], выявлены признаки проявления эндогенных процессов в зоне Карбонного глинта — флюидные брекчии, слагающие кольцевую структуру «Бубровец» в районе г. Бокситогорска [4] и проявления бентонитов в отложениях нижнего карбона [12]. Следы эндогенных процессов обнаруживаются на различных стратиграфических уровнях осадочного чехла Русской платформы — от рифея до карбона, а в отдельных случаях до мезозоя включительно.

Следствием проявления таких процессов является интенсивное изменение и перераспределение вещества в породах осадочного чехла. Изучение структурно-вещественных особенностей разновозрастных терригенных пород показало, что кроме типичных песчаников в обнажениях и разрезах скважин обнаружены зоны и неправильной формы обособления, имеющие пльчатые и микроскладчатые текстуры, секущие первичную слоистость и потокообразное расположение частиц. В таких зонах установлено появление нетипичных для осадочных отложений особенностей: 1) примеси пирокластиков: вулканического стекла, шлака, магнитных и немагнитных (силитатных) шариков, магнитных пластинок, которые практически не испытывали воздействия процессов переноса и выветривания; 2) ограниченных кристаллов без следов износа, в отдельных случаях со следами оплавления; 3) большого числа аутигенных минералов, замещающих диагенетические разности; 4) плохой гранулометрической сортировки пород или ее отсутствия; 5) совместном нахождении в породе окатанных терригенных обломков, остроугольных частиц и оплавленных зерен; 6) обогащенности пород разнородными обломками: кристаллических, осадочных пород и слагающих их минералов, а также вулканических туфов; 7) присутствию спорадической примеси пород, генетически связанных с мантийными и глубинно-коровыми

породами, и минералов-индикаторов кимберлитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород.

Пирокластический материал представлен микрообломками черного стекловатого шлака, пузырчатого стекла, стеклянными пластинками и тектитоподобными частицами, которые в виде застывших капель силикатного расплава с остатками стеклянных нитей соседствуют с окатанными терригенными зернами. В магнитной фракции проб в количестве до 100 знаков на пробу встречаются шарики-сферулы, имеющие размер от 0.01 до 2 мм. Присутствие магнитных шариков фиксировалось многими геологами при документации керна скважин, пробуренных на северо-западе Русской плиты. Минералогом В. А. Бурневской (ПГО «Невскгеология») было установлено, что максимальные концентрации сферул и пирокластических частиц характерны для шлиховых проб керна скважин из разрезов франского и фаменского ярусов девона с глубины в десятки и сотни метров. По данным бурения, выполненного в 1970-х гг., магнитные шарики зафиксированы в породах осадочного чехла. По морфологии сферулы отличаются от обычных минералов магнитной фракции своим правильным шарообразным обликом и зональным строением. Внутренняя часть представлена самородным железом, оболочка — стекловатой коркой силикатно-окисного состава (кнебелитом и марганцовистой ульвешпинелью) с характерными дендритовидными структурами распада.

Среди металлических сферул по химическому составу выделены следующие разновидности: 1) Mn-Fe, 2) Cu-Fe; 3) Fe-Zn-Cu; 4) Ti-Fe (Ti-V-Fe); 5) Ag-Cu-Au. Впервые найдены и представляют значительный интерес Ag-Cu-Au сферулы, морфология которых меняется от идеально сферической до сложных агрегатов. Встречаются корродированные полусферы с наростами каплевидной и гантелевидной формы. На поверхности сферул присутствуют структуры распада, натечные, почковидные наросты, нитевидные выделения, розетки самородного серебра и золота.

Среди пирокластического материала М. Н. Мурашко и М. С. Лейкум с помощью рентгеноспектрального микроанализа установили редкие и уникальные минералы, в том числе самородные элементы: самородное железо, хромистое железо, самородный кремний, силициды железа; интерметаллиды — хромферид, никелистый хромферид; карбиды кремния, железа и хрома — муассанит и тонгбаит; силициды железа — зюссит, ферсилицид, фердсилицид, гупееит и хифенгит. Наиболее редким из перечисленных является тонгбаит $(Cr, Fe)_3C_2$, который ассоциирует в ряде районов мира с ультраосновными породами, содержащими в качестве аксессуаров алмаз, пироп, муассанит, когенит, металлы платиновой группы. Эти и подобные минералы описаны в литературе как характерные образования взрывных криповулканических структур щитов и платформ. Они установлены на юге Русской плиты, известны в алмазоносных кимберлитовых трубках Якутии, флюидно-эксплозивных образованиях Красновишерского района Урала, зафиксированы во многих эндогенных образованиях, а также в современных гидротермальных системах и в продуктах эксгаляций [2, 9].

Другим важным индикатором проявления эндогенно-эксплозивной деятельности является **типоморфизм кластогенных зерен**. Отличием обломков, связанных с криповзрывными структурами, от обычных аллотигенных зерен является их морфология. Для них характерно появление совершенно неокатанных остроугольных зерен и обломков различного состава: а) кристаллических пород фундамента, б) вмещающих осадочных пород, в) минералов осадочных и кристаллических пород, г) эруптивных глубинных пород и минералов-спутников алмаза. Такие обломки характеризуются относительно крупными размерами, свежим обликом, отсутствием следов длительной транспортировки, яркой, сочной окраской. Наиболее часто в пробах встречаются остроугольные обломки кварца, граната, амфибола, пироксена, ставролита, рубина и сапфира. Остроугольные зерна отличаются наличием зазубренных краев, сколами «елочка», секториальными формами сколов, раковистым изломом. Для них характерны выбоины от соударения микрочастиц; наблюдается частичное растворение и, возможно, оплавление зерен. Часть обломков разбита хаотичными трещинами, имеющими различную ориентировку, часто пучкообразный характер. Трещины заполнены микроскопическими газово-жидкими включениями. В таких случаях наблюдается увеличение степени корродированности зерен, заполнение цементом каверн и проникновение его по микротрещинкам, их дальнейшая резорбция, что приводит к уменьшению размеров. В породе появляются текстуры обтекания. Сортировка песчаников в таких горизонтах практически отсутствует. В составе цемента песчаников кроме стекла появляются опал, халцедон, полевой шпат (санидин), кальцит, барит и монтмориллонит-гидрослюда. По простираанию зон, которые можно проследить на 500 м, по мере их выклинивания и при переходе к выше- и нижележащим горизонтам перечисленные признаки исчезают; количество остроугольных обломков уменьшаться вплоть до полного исчезновения.

Проявление эндогенной флюидно-эксплозивной деятельности фиксируется появлением в протоловках проб минералов **ксеногенной ассоциации**, которые распространены спорадически. Среди морфологических разновидностей пиропов обнаружены остроугольные, угловато-округлые, округлые разновидности, а также выпуклогранные кубоиды с бугорчатой матовой поверхностью. По составу они относятся к лерцолитовой парагенетической ассоциации с содержанием Cr_2O_3 от 1.8 до 7.3 %. Хромдиоксид встречается в виде остроугольных обломков различной формы, спайных выколов, удлинённых овальных зерен, а также зерен таблитчатой и короткопризматической формы; он имеет яркую зеленую окраску, отчетливый плеохроизм. Хромшпинелид представлен плоскогранными и остросереберными октаэдрами и октаэдрами с отчетливо закругленными, по видимому, в результате оплавления вершинами, с сильным блеском гладких поверхностей. Обнаружены зерна муассанита, имеющие остроугольную форму, зеленовато-серый цвет и яркий блеск. Ильменит пользуется значительным распространением в

пробах и составляет от 20 до 50 вес. % тяжелой фракции. Он представлен несколькими морфологическими разновидностями: угловатыми обломками неправильной формы, покрытыми бурой пленкой лейкоксена, а также черными, с сильным блеском кристаллами, в отдельных случаях со следами оплавления. В отложениях верхнего девона в районе п. Бор (р. Оредеж) М. Ладыгиной (2002 г.) обнаружены сложные агрегаты-сростки пикроильменита с ильменитом, армоколлитом и рутилом, которые представляют собой округлые, уплощенные или угловато-округлые зерна размером от 0.5 до 2 мм. Они имеют отчетливо выраженное зональное строение: в центре сложены полиминеральным агрегатом со структурами распада твердого раствора и состоят из пластинчатого ильменита и пикроильменитовой матрицы; внешняя корка агрегатов имеет сложное строение и представлена армоколлитом и рутилом.

В ассоциации с высокобарическими минералами встречены **обломки щелочно-ультраосновных и основных пород** (гранат-энстатитовых, гранат-флогопит-амфибол-энстатитовых) с шаровидными включениями хромшпинелидов. Среди обломков пород наблюдаются сростки энстатита с флогопитом, ильменитом, роговой обманкой, апатитом и оливином.

Другое характерное отличие зерен из зон проявления эндогенно-эксплозивной деятельности — появление среди обычных терригенных компонентов пород новообразованных идиоморфных минералов. Циркон в таких зонах отличается от типичных терригенных разновидностей преобладанием ограненных кристаллов различной морфологии, судя по которой возможно различать зерна из осадочных, магматических и метаморфических пород. В этой ассоциации отмечены псевдокубические кристаллы черного пировскита, правильные кристаллы рутила, апатита, ильменита, анатаза, монацита, ксенотима, уваровита, рубина, сапфира и шпинели, которые характерны для минеральных ассоциаций карбонатитов и зон контакта ультраосновных пород с мраморами.

В целом, характерной отличительной особенностью минералов эксплозивной ассоциации является остроугольная, оскольчатая форма обломков. Они отличаются свежестью, отсутствием следов истирания, наличием остроугольных зазубренных краев, часто с секториальной трещиноватостью, раковистым изломом, выбоинами от соударения микрочастиц при взрыве. Судя по морфологии минералов, можно предположить, что они не переносились на большие расстояния, а аккумуляровались на месте. Оскольчатые обломки минералов неравномерно распределены по площади и по мере удаления от предполагаемого центра их количество уменьшается.

Среди пород осадочного чехла отмечены признаки **гидротермально-метасоматической** деятельности в виде окремненных пород, пустот выщелачивания с друзами кристаллов кальцита, линзочек сульфидизированных пород и прожилков, содержащих кристаллы пирита, марказита, халькопирита, сфалерита, галенита. Наблюдаются необычные копьевидные кристаллы пирита, колломорфные выделения этого

минерала, сростки сульфидов с кварцем, карбонатами. Появляются разнообразные псевдоморфозы по органическим остаткам, которые, в свою очередь, замещаются кристаллами доломита. В отдельных пробах обнаружены киноварь, самородное серебро и золото; выявлены зоны, содержащие флюорит (ратовкит), лазурит, барит. Встречаются скопления и прослои углеродистого вещества, обогащенные тонкой сульфидной вкрапленностью.

Учитывая сложность выявления признаков эндогенного воздействия на осадочные породы чехла платформы, необходим комплексный системный подход к выбору объектов и методов исследования, среди которых важное место занимают минералогические индикаторы (находки вулканического стекла, вулканических брекчий, туфов и туфолов; находки минералов-спутников алмаза, а также зерен пиропов остроугольной формы и зерен с незначительным механическим износом, относящиеся по составу к алмазной ассоциации) и гидротермально-метасоматические (проявления процессов окварцевания, карбонатизации, сульфидизации, серпентинизации, флюоритизации, наличие точек минерализации и рудопроявлений битумов, урана, ванадия, молибдена, марганца, благородных металлов и рения).

Литература

1. Богатиков О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. и др. Архангельская алмазоносная провинция. М., 2000. 524 с.
2. Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Кропоткин П. Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М., 1985. 200 с.
3. Енгальчев С. Ю. Геолого-геохимические особенности жил инъекционных туффизитов из среднедевонских песчаников юго-запада Ленинградской области // Вестник СПб ГУ, 2007. Сер. 7. Вып. 4. С. 3—14.
4. Енгальчев С. Ю. Строение и генезис структуры Бубровец на востоке Ленинградской области // Региональная геология и металлогения, 2008. № 36. С. 25—35.
5. Казак А. П., Якобсон К. Э. Инъекционные туффизиты // Докл. АН, 1999. Т. 367. № 4. С. 522—525.
6. Константиновский А. А., Щербакова Т. Е. К проблеме алмазоносности северо-западной части Русской плиты // Литология и полезн. ископаемые, 1998. № 3. С. 258—267.
7. Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др. Недра северо-запада России. СПб., 2003. 520 с.
8. Лукьянова Л. И., Лобкова Л. П., Казак А. П. и др. Коренные источники алмазов на Урале // Региональная геология и металлогения, 1997. № 7. С. 88—98.
9. Маракушев А. А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М., 1999. 198 с.
10. Михайлов М. В., Беляев Г. А., Кузьмина Г. С. и др. Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Региональная геология и металлогения, 2000. № 12. С. 158—177.
11. Панова Е. Г., Казак А. П. О находке алмазов в среднем течении р. Мста (Новгородская область) // Зап ВМО, 2002. № 1. С. 45—47.
12. Харлашин А. П., Шатков Н. Г. Бентониты северо-запада России: особенности регионального распространения, условия локализации месторождений, проблема генезиса // Региональная геология и металлогения, 2003. № 18. С. 122—132.

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ НАЛОЖЕННОГО ЭПИГЕНЕЗА БОЛЬШЕХЕТСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А. И. Сухарев

ООО «КогалымНИПИнефть», Когалым; suharev@nipi.ws.lukoil.com

Проблема выделения зон наложенного эпигенеза на фоне стадийного развивающегося катагенеза остается открытой по причине сложности выделения четких критериев их разделения, поскольку тот и другой являются частями единого комплекса постседиментационного преобразования пород. Любую аномалию, уровень которой есть величина относительная, в поле равномерного развития катагенетических преобразований можно считать проявлением наложенного эпигенеза. Одним из критериев разграничения могут выступать парагенетические минеральные ассоциации. Но и здесь по причине двойного толкования их генезиса нельзя получить однозначный ответ. Особо остро проблема стоит при выделении ранней стадии наложенного эпигенеза в закрытых регионах, таких как Западная Сибирь. Решение проблемы возможно при многоуровневом стадийном анализе (сочетающим макроскопические и петрографические наблюдения с прецизионными исследованиями [12]) с учетом истории геологического развития региона. Исходя из этого, необходимо проследить во времени динамику развития в регионе всех этапов эндогенной активизации, увязав с ними все аномальные отклонения минералогических, литогеохимических, термобарогеохимических и других параметров в системе «порода-флюид».

В истории геологического развития Западно-Сибирской плиты выделяется раннетриасовый континентальный рифтогенный этап [12], сопровождавшийся активным базальтоидным вулканизмом. В пострифтогенный период развития региона неоднократно имели место эпизоды эндогенной активизации, время которых определено изохронным датированием вулканических пород туринской серии [11] и зафиксировано в геологических разрезах реперными горизонтами со специфическим литологическим составом пород. Поля развития аномального преобразования ОВ в реперных горизонтах юрского комплекса совпадают с рифтовыми зонами Большехетской синеклизы [6, 7]. Нет сомнения, что повышение геотермического градиента связано с активизацией глубинных процессов в этих зонах. Есть основание считать, что аномальный уровень катагенетических преобразований пород реперных горизонтов юрского комплекса связан с позднеальпийским тектоно-гидротермальным этапом активизации, установленным в процессе исследования керна Тюменской СГ-6, пробуренной в Уренгойской зоне Колтогорско-Уренгойского рифта. По данным Rb-Sr изохронного датирования, возраст аргиллизитов, образовавшихся в процессе наложенного на раннетриасовые базальты щелочного метасоматоза, составил 90—91 млн лет [5] (турон, K_2). Фиксация аномально низких значений скоростей

продольных упругих волн в нацело измененных базальтах рифтогенного этапа позволяет увязывать природу дисгармоничных поднятий (ПКД-ИКС) [2] с зонами активного развития наложенного эпигенеза. Такие структуры имеют широкое распространение в разрезах юрского и мелового комплексов Большехетской синеклизы, как и специфические комплексы пород, отождествляемые с выходом термальных минерализованных источников на дно палеобассейна осадконакопления. В частности, нижнечасельская свита (турон-кампан, K_2) Северо-Тазовской впадины Большехетской синеклизы обогащена железом и фосфором, имеет прослой кремнистых пород и хемогенных известняков. Совпадение катагенетических аномалий с границами погребенных рифтовых зон дает основание говорить о связи гидротерм с остаточным магматическим очагом, относящимся к норильскому типу. Метасоматиты Большехетской синеклизы, как и магматические комплексы норильского типа, имеют Cu-Ni рудную специализацию [5, 9].

Во флюидоактивных зонах особый интерес представляют аргиллизиты, состав которых представлен в основном глинистыми минералами из групп каолинита и монтмориллонита. По характеру распределения показателя флюидоактивности (F) и парциального давления H_2O и CO_2 четко отбиваются их границы [8]. Данная группа минералов не характерна для таких глубин. Цемент терригенно-осадочных пород неокома является вторичным, представлен пойкилообластами цеолитов, кальцита, ангидрита. Отмечаются Fe-гидрослюды ($FeO + Fe_2O_3$ до 25—45 %), псевдоморфозы кремнезема по чешуйчатым микродрозовым агрегатам и вторичная альбитизация. В зоне литогеохимической аномалии K_2O и Sr отмечаются титанистые гидрослюды (TiO_2 до 10 %). По терригенным зернам полевых шпатов развиваются цеолиты. Выделяется начальная стадия пропилитизации: отмечаются единичные знаки преинита, эпидота, цоизита. Образование данных минералов не связано с катагенетическими преобразованиями пород. Аномальные концентрации аутигенных минералов характерны для районов надрифтовых желобов [6]. В зонах расланцевания «глинки трения» переходят во вторичный биотит (Северо-Хальмерпаютинская-2051). Процесс хлоритизации вторичного биотита указывает на развитие регрессивной стадии наложенного эпигенеза. Результаты исследования керна в растровом электронном микроскопе позволили выделить зоны микротрещиноватости, выполненные микродрозовыми кристаллическими агрегатами.

Отмечаются переходные формы замещения чешуйчатых агрегатов хлорита и гидрослюды с сохранением их кристаллографических форм к Ca-, Na-

и Si-м метасомам. В зоне развития метасомы фиксируются микродрузовые агрегаты минералов с идеальными кристаллографическими формами. Для кальциевой метасомы — это минералы из группы цеолитов: шарообразные агрегаты томсонита (?) и таблитчатые гейландита (?). Знак вопроса говорит о том, что минерал определялся только по его кристаллографическим формам [1, 10] и химическому составу. Для натриевой метасомы — это вторичный альбит: микродрузовые и единичные таблитчатые монокристаллы. Наиболее широкое распространение получили кремнистые метасомы: отмечаются, как полные псевдоморфозы, так и переходные формы к ним.

Данные растровой электронной микроскопии с микроанализом позволили выделить этапы минералообразования. Наглядным примером могут служить РЭМ-снимки 1 и 2.

На рис. 1 чешуйчатые агрегаты гидрослюд представляют собой практически полные псевдоморфозы кремнезема, из чего следует, что исходный минерал — гидрослюда, образовалась до вторичного окварцевания. На рис. 2 чешуйчатые агрегаты Fe-гидрослюды развиваются на поверхности кристаллов вторичного альбита. Эти факты позволяют предположить, что на начальной стадии метасоматоза кристаллизуются высококремнистые гидрослюды.

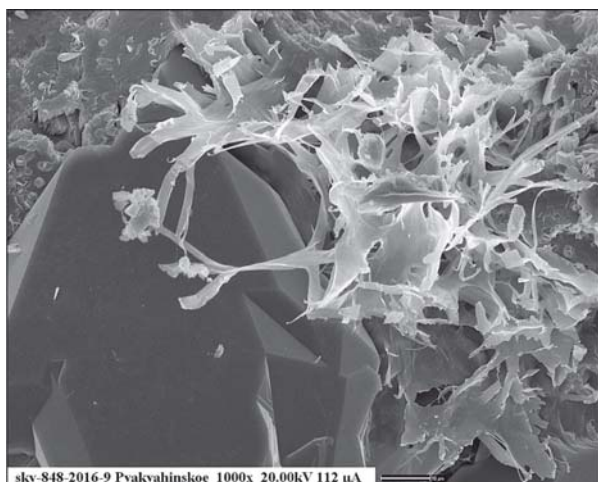


Рис. 1. Псевдоморфоза кремнезема по чешуйчатым агрегатам гидрослюды (2016—9—1)

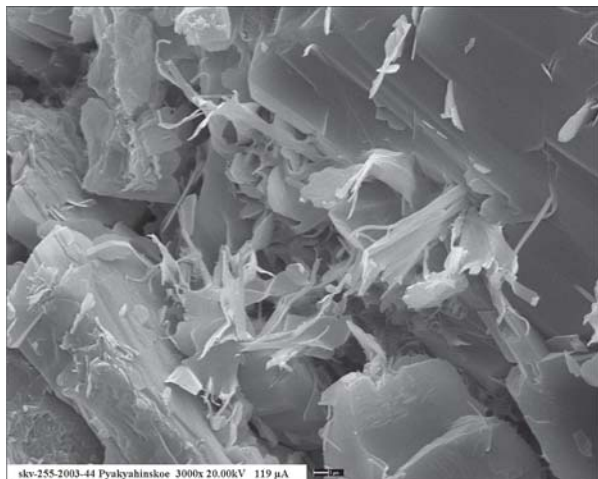


Рис. 2. Железистые (FeO+Fe₂O₃ более 40 %) чешуйчатые агрегаты гидрослюды (2003—44—2)

В процессе обогащения флюида кремнеземом и натрием образуются переходные формы к Si- и Na-метасомам и происходит кристаллизация вторичного кварца и альбита. Далее кристаллизуются Fe-гидрослюды. Исходя из последовательности минералообразования в разрезе нижнечасельской свиты, можно сказать, что кремний фиксирует начало процесса метасоматоза, потом железо и фосфор. Ti-гидрослюды, отмеченные только в зоне литогеохимической аномалии K₂O и Sr, фиксируют пик процессов метасоматоза. Следует отметить, что согласно экспериментальным данным, для титана, как и для фосфора, отмечается высокая подвижность в щелочной среде.

Наиболее дискуссионной является проблема определения генетической природы минералов из группы цеолитов, установленных в породах неокома Большехетской синеклизы. На основе физико-химических свойств и приуроченности определенных ассоциаций цеолитов к определенным фациям А. Г. Коссовская выделила шесть цеолитовых ассоциаций или фаций [4]. В отчете по результатам исследования керна скважины Северо-Хальмерпаутинская-2051 в 2009 г. А. Д. Коробов утверждает, что образование цеолитов (ломонтита), диагностированных в породах нижнемелового комплекса Большехетской синеклизы, связано с процессами наложенного эпигенеза и, согласно классификации А. Г. Коссовской, его следует относить к фации наложенного гидротермального метаморфизма. При анализе кристаллографических форм монокристаллов обнаруживаются признаки, позволяющие отнести их часть к группе цеолитов. Наиболее четко выделяются призматические кристаллы с формами {101, 203}, характерные для ломонтита [10], шарообразные образования — для томсонита, ромбоэдрические — для шабазита, таблитчатые — для гейландита. Подобное разнообразие исключительно Са-цеолитов позволяет утверждать, что цеолиты имеют гидротермальную природу [4].

Анализ результатов минералого-петрографических и термобарогеохимических исследований керна и шлама позволил выделить вертикальную минерогенетическую зональность, полностью согласующуюся с выводами П. Ф. Иванкина и Н. И. Назаровой [3]. На основании литогеохимических данных можно установить последовательность миграции основных петрогенных окислов в процессе метасоматоза, а по рудной специализации — увязать образование метасоматитов с позднеальпийской активизацией в остаточном магматическом очаге рифтовых зон Западно-Сибирской плиты.

Практическая значимость решения проблемы наложенного эпигенеза заключается в том, что локальные зоны его развития являются важными факторами, определяющие гидродинамический режим месторождений углеводородов, а от степени достоверности модели зависят технико-экономические показатели его эксплуатации.

Литература

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. С. 957.

2. *Гирьгорн Л. Ш.* Дистармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты // Сов. геология, 1987. № 4. С. 63—71.

3. *Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.* Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соли и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ, 2001. 206 с.

4. *Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.* Условия образования и эволюция цеолитов в осадочном чехле земной коры // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 2004. № 4 С. 19—24.

5. *Кременецкий А. А., Алексеева А. К.* Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности севера Западно-Сибирской платформы по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ6 // krem@mgre.iitg.ru

6. *Предтеченская Е. А., Шиганова О. В., Фомичев А. С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Новосибирск: Литосфера, 2009. С. 54—65.

7. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

8. *Сухарев А. И.* Метасоматиты по отложениям мелового комплекса Верхнеиндикьяхской впадины Большехетской синеклизы // Литология и геохимия горючих ископаемых: Межвуз. науч. тематич. сб. Вып. III (19). Екатеринбург: УГГУ, 2009. С. 128—133.

9. *Сухарев А. И.* Метасоматиты по отложениям мелового комплекса Верхнеиндикьяхской впадины Большехетской синеклизы // Литология и геохимия горючих ископаемых: Межвуз. науч. тематич. сб. Вып. IV (20). Екатеринбург: УГГУ, 2010. С. 105—110.

10. *Трегер В. Е.* Оптическое определение породобразующих минералов. М.: Недра, 1980. С. 209.

11. *Федоров Ю. Н., Криночкин В. Г., Иванов К. С.* и др. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) // Докл. АН, 2004. Т. 397, № 2. С. 239—242.

12. *Япаскурт О. В., Сухов А. В.* Литогенез как отражение геодинамических стадий формирования раннемезозойского осадочного бассейна Северо-Восточного Зауралья (Колтогорско-Уренгойская депрессия) // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения: Материалы 4-го регион. Уральск. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 178—184.

ТЕКСТУРА КОНУС-В-КОНУСЕ КАК ИНДИКАТОР НАЛОЖЕННОЙ УГЛЕВОДОРОДНОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ТРИАСОВЫХ РАЗРЕЗОВ ВОСТОЧНЫХ ОСТРОВОВ АРХ. СВАЛЬБАРД)

М. А. Тугарова¹, М. Ю. Синай²

¹ ФГУП «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург; *tugarova@mail.ru*

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург; *m-sinay@yandex.ru*

Текстуры конус-в-конусе являются достаточно распространенными в карбонатных и терригенно-карбонатных разрезах, часто они бывают приурочены к толщам с повышенным содержанием органического вещества (ОВ) или обнаруживаются в породах, их перекрывающих. С образованиями «конус-в-конусе» всегда ассоциировались сутуро-стилолитовые поверхности (или «швы») в силу близости их морфологий. Проявления стилолитов весьма разнообразны. Они могут быть локальными или представлять собой стилолитовые поверхности. Конус-в-конусе чаще рассматривались как единичные формы. Дискуссии об их образовании всегда вызывали повышенный интерес, т. к. понимание их генезиса может служить ключом к выявлению специфических условий: физико-химических, по мнению одних, или биологических, по мнению других геологов.

Изучение этих образований имеет давнюю историю. Первые работы о стилолитах относятся к первой половине XIX в. В 1828 г. стилолиты описывались Ф. Клоденом как органические остатки, затем Л. Кайе (1935 г.), Ф. Клоден (1939 г.) и некоторые другие геологи стали считать их неорганическими образованиями локального развития, связанными с процессами перекристаллизации. Уже тогда было обращено внимание на приуроченность стилолитовых поверхностей к границам раздела карбонатных отложений различного типа. Эти же факты нашли подтверждение в более поздних исследованиях [1–4], в которых отмечалась и приуроченность стилолитовых поверхностей к стратиграфическим несогласиям. По Г. И. Теодоровичу [5], эти образования могут возникать как на стадиях сингенеза-диагенеза, так и в условиях эпигенеза. В настоящее время в большинстве учебников по литологии как стилолиты, так и конус-в-конусе рассматриваются как поздние эпигенетические текстуры перекристаллизации под давлением [6, 7]; в целом ряде учебных пособий, а также в геологическом словаре [8] генезис фунтиковой текстуры скромно умалчивается. Таким образом, уже несколько поколений литологов привыкли считать текстуру конус-в-конусе неким репером катагенеза.

Геологические, литологические, геохимические признаки известковых образований конус-в-конусе, изученных в терригенных разрезах верхнего триаса восточных островов арх. Шпицберген, заставляют предположить существенно более раннюю стадию их формирования и сделать некоторые предположения о способе и условиях их роста.

Осадочная толща триаса восточных островов архипелага Шпицберген представляет собой уни-

кальный по полноте разрез триасовых «черных сланцев». Геологические, литологические и палеонтологические признаки указывают на последовательную смену в разрезе мелководно-шельфовых (ранний триас), глубоководно-шельфовых (средний триас) и прибрежно-морских, прибрежно-континентальных (верхний триас) отложений. Средний триас представляет собой типичную нефтематеринскую толщу с реализованным нефтематеринским потенциалом. В разрезе обособляются конкреционные образования и проявлена карбонатизация по терригенным породам. В толще верхнего триаса встречаются биогермные постройки, приуроченные к карбонатизированным поверхностям, отчетливо выделяющимся в современном рельефе.

Текстуры конус-в-конусе присутствуют в разрезах верхнего триаса, и среди них выделяются следующие типы: 1) конус-в-конусе, слагающие карбонатизированные поверхности внутрiformационных перерывов; 2) обрастания по биогермам, расположенным в пределах карбонатизированных поверхностей; 3) обрастания по сферическим конкрециям и отдельные слои-линзы. Все эти проявления сноповидной фунтиковой кристаллизации указывают либо на сингенетичное происхождение текстур, либо на их диагенетический рост.

На микроструктурном прослежена стадийность роста кристаллов от «зародышей» в карбонатно-терригенной породе размером в десятые доли миллиметра, до морфологически отчетливо выраженных агрегатов кристаллов кальцита, формирующих конусы размером до 15 см. Агрегаты имеют сноповидные формы, часто в качестве центра кристаллизации присутствуют битуминозные микритовые агрегаты, по направлениям зон роста кристаллов наблюдается «выжимание» тонких глинистых компонентов. Характер распределения битуминозных пленок в структурах указывает на их сингенетическое происхождение.

Агрегаты кальцита, которые принято называть «конус в конусе», представляют собой радиально-лучистые сростки тонких расщепленных кристаллов. В шлифах в скрещенных николях видна крестообразная фигура погасания с характерным волнистым перемещением темных участков при вращении столика. Явление расщепленного роста известно для многих минералов, оно хорошо изучено и подтверждено экспериментально [9, 10, 11]. Все формы расщепленного роста возникают непосредственно в ходе кристаллизации. Одной из главных причин расщепления является присутствие в среде кристаллизации механичес-

ких примесей, соизмеримых с толщиной слоев нарастания вещества кристалла. Твердые частицы, адсорбированные растущей гранью, заставляют новые нарастающие слои отклоняться от параллельного положения. Так формируются агрегаты расходящихся кристаллов — «веера», «снопы» и в предельном случае сферолиты. Другая причина расщепления кристаллов в процессе роста — вязкая среда кристаллизации, что подтверждается, в том числе и нашими экспериментальными данными. Очевидно, что обе эти причины присутствовали при образовании агрегатов кальцита в рассматриваемых породах. Об этом свидетельствуют многочисленные зерна алюмосиликатных минералов между расщепленными агрегатами, а также включения битумов в породе.

В составе карбонатных сноповидных агрегатов (микроконус-в-конусе) наблюдается большое количество буроватых округлых или несколько сплюснутых с боков «зерен», размером в сотые доли миллиметра. Обычно они образуют субпараллельные цепочки. При растворении пород эти «зерна» в большом количестве выделялись в органианомацеральные фракции. Подобные образования были описаны К. Б. Корде как клетки синезеленых водорослей — *Suaenophyceae* [12]. По ее описанию бурые тельца размещаются одно над другим в пределах известковой нити, а при растворении скрепляющего их кальцита расположение этих образований нарушается. К. Б. Корде отмечалось, что известковые нити могут располагаться радиально, как у современных *Rivularia heamatites* Ag. или кустисто, аналогично современной *Zonotrichia heeriana* Naeg. Результатом перекристаллизации последних являются конусовидные кальцитовые образования.

В электронном микроскопе видно сложное микроветвящееся строение поверхностей микрослойков. Переплетающиеся ветвеобразные известковые нити покрыты тонкой пленкой глинистых минералов, и в них фиксируются отдельные сферические образования кремнистого состава, размером в первые микрометры. «Ветвящиеся» поверхности, наслаивающиеся друг на друга, формируют текстуру конусов.

В известковых структурах присутствуют повышенные содержания органического вещества (ОВ) преимущественно гидробионтного или гидробионтно-бактериального типа. Геохимические признаки свидетельствуют о миграционной природе углеводородов (УВ): повышенный коэффициент битуминозности (в), повышенное содержание масляной фракции в составе хлороформенного битумоида, специфический хроматографический тип распределения УВ отдельных классов, например, алкилциклогексанов, соответствующий распределению в зрелой нефти. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита в описываемых образованиях контрастно отклоняется от «фонового» в сторону облегчения ($\delta^{13}\text{C}$ до -10.3‰), что заставляет предположить воздействие микробиального фактора на образование известковых текстур и их возможную приуроченность к выходам флюидов.

Таким образом, по комплексу геологических, литологических и геохимических признаков можно заключить следующее:

1. Приуроченность текстур к прибрежно-морским отложениям и фиксируемым в них внутриформационным перерывам или единичным биогермным постройкам в условиях обмеления.

2. Рост расщепленных кристаллов кальцита в вязкой среде, исключающий процессы перекристаллизации под давлением.

3. Участие простейших организмов в их образовании.

4. Преимущественно гидробионтный или гидробионтно-бактериальный тип ОВ при повышенном его содержании.

5. Возможное участие миграционных УВ, поступающих из нижезалегающих нефтематеринских пород, с последующим бактериальным окислением.

Перечисленные признаки заставляют предположить диагенетическую модель формирования текстур при участии эманационных флюидов.

Исследования проводились в рамках российско-норвежского проекта «Полевые работы на Шпицбергене и архипелаге Земля Франца Иосифа — специализированные исследования». Битуминологические исследования выполнялись в лаборатории органической геохимии ВНИИОкеангеологии под руководством д. г.-м. н. В. И. Петровой. Определение изотопного состава углерода и кислорода осуществлялось в центре изотопных исследований (ЦИИ) Всероссийского научно-исследовательского института им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) д. г.-м. н. Э. М. Прасоловым. Электронно-микроскопический анализ выполнен в межфакультетской учебно-научной лаборатории СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа» под руководством А. Р. Нестерова.

Литература

1. *Мушкетов И. В.* Физическая геология, 1926. Т. 1. 624 с.
2. *Твенхофел У. Х.* Учение об образовании осадков. М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1936. 916 с.
3. *Теодорович Г. И.* Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.-Л.: АН СССР, 1950. 215 с.
4. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
5. *Теодорович Г. И.* О сутуро-стилолитовых поверхностях и образованиях «конус-в-конус» // Изв. АН СССР, сер. геол., 1963. № 11. С. 85—94.
6. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М.: Высш. школа. 1983. 416 с.
7. *Фролов В. Т.* Литология. Т. 1. М.: МГУ, 1992. 336 с.
8. *Геологический словарь.* Т. 2. М.: Недра, 1973. 456 с.
9. *Булах А. Г.* Общая минералогия. СПб: СПб ГУ, 1999. 354 с.
10. *Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов. Львов: Львовск. ун-т, 1961. 285 с.
11. *Шубников А. В., Парвов В. Ф.* Зарождение и рост кристаллов. М.: Наука, 1969. 70 с.
12. *Корде К. Б.* Микроскопическая структура наслоений строматолитов и типы сохранности ископаемых *Suaenophyceae* // Докл. АН СССР, 1950. Т. LXXI. № 6. С. 1109—1112.

МИКРОСФЕРУЛЫ И ШЛАКОПОДОБНЫЕ ЧАСТИЦЫ ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНЫ

И. Г. Яценко¹, С. Н. Бекеша¹, А. С. Варичев²

¹Геологический факультет Львовского национального университета им. Ивана Франка, Львов;
yatsenko1941@list.ru

²Гейдельбергский университет

Микросферулы (известны в мировой литературе также как микротектиты, микрометеориты, рудные (силикатные) шарики, магнитные шарики, хондрулы) это достаточно специфические геологические объекты, представляющие собой первично расплавленное вещество, застывшее во флюидной среде. Форма их, как правило, сферическая; встречаются также индивиды эллипсоидной, каплевидной, гантелеобразной формы. Встречаются в различных регионах мира, в разных геологических формациях всего возрастного диапазона. В мировой литературе наибольшее внимание было уделено сферулам из льдов Антарктики, Гренландии [6, 13], Новой Земли; «красных» глин и эоценовых отложений мирового океана; глин переходного слоя мел-палеоген в Европе и Америке. Основные гипотезы происхождения — космогенная (результат абляции метеоритов и аккреции Землей космической пыли), импактная и эндогенная. По составу сферулы делятся на два основных класса — рудные сферулы (I-тип, самородное железо, вюстит, магнетит) и силикатные (стекло различного состава, может содержать скелетные кристаллы оливина, пироксена, оксидов [5]). Следует отметить, что в целом изучение этих экзотических объектов велось спорадически, особенно со стороны традиционной геологической науки.

Авторами был исследован самый разнообразный геологический материал, содержащий сферулы, из различных регионов Украины, а также из алмазонасных коллекторов Якутской провинции и кимберлитов Архангельской провинции (трубка Карпинского). Сферулы в большом количестве обнаружены в русловых отложениях (бассейн среднего, верхнего течения р. Днестр; бассейн р. Южный Буг). Сферулы, стекловатые и рудные шлакоподобные частицы обнаружены в породах эксплозивно-кластических фаций взрывных структур Украинского щита (трубка Мрия, Ровненская структура, эксплозивные структуры Кировоградско-Смелянского поля и Щорсовского участка); в туфогенной красноцветной толще в р-не г. Изяслав; в продуктивной толще Илинецкого титан-циркониевого месторождения; в осадочных отложениях района восточного борта Белокоровичской структуры, терригенно-карбонатной толщи, вскрытой скважиной Борыня-3 (Турковский р-н, палеоген-нижний неоген); в вулканогенно-осадочных отложениях в р-не г. Севастополь.

В сравнительных целях был изучен разнообразный техногенный материал — шлак газовой, термитной и электросварки; угольный шлак; шлиховые пробы из зон активного техногенеза. Сферулы так-

же получены искусственно в результате эксперимента по воздействию электрической дуги на токопроводящие материалы (металлы, магнетит, пирит). Изучение внутреннего строения большого количества сферул (>1000 штук) и сопутствующих минералов было проведено в шлифах, 70 сферул было исследовано на микроанализаторе.

По ряду признаков можно выделить две основные группы. Первая — сферулы природного происхождения (силикатные и рудные), встречающиеся в коренных породах неогенового возраста и древнее (рис. 1, 2). Вторую группу составляют сферулы неопределенного генезиса, встречающиеся в неоген-четвертичных отложениях. Здесь не исключена возможность техногенного заражения: встречаются как формы, близкие к природным, так и проявляющие сходство с техногенными (рис. 3). От сферул первой группы они отличаются по внешнему и внутреннему строению и по составу (см. таблицу). В целом их можно характеризовать как менее проплавленные и дифференцированные на рудную и силикатную фазы, по сравнению с природными. Магнитная сепарация позволяет эффективно выделить рудные сферулы из проб. Как показала практика, повышенное содержание магнитного материала в пробах как правило сопровождается присутствием сферул и соответствующей минеральной ассоциации. Отбор силикатных сферул часто весьма затруднителен и требует очень кропотливого подхода.

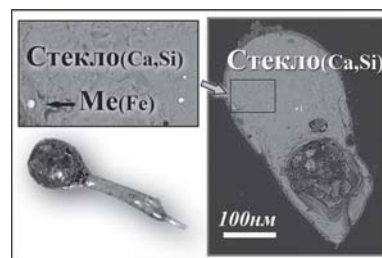


Рис. 1

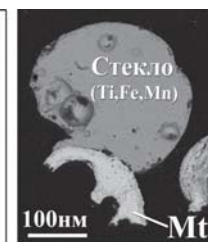


Рис. 2

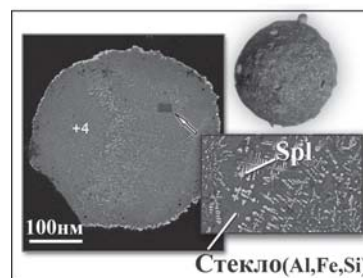


Рис. 3



Рис. 4

Силикатные природные сферулы состоят из однородного стекла различных цветовых оттенков — от светлого желтовато-бурого, зеленоватого до черного. Форма сферическая, каплевидная, эллипсо-

Содержание (мас. %) петрогенных элементов в различных типах природных стекол проблемного происхождения

№	Разновидности природных стекол	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
1	Стекланные сферулы (п-ов Камчатка) [5]	12.77	25.94	4.89	38	9.23	4	0.14	1.25	1.33	0.09	0	0	0	98.44
2	Стекланные сферулы (трубка «Мир») [3]	39.74	0.6	11.41	2.34	1.98	1.01	37.98	0.93	0.74	0.32	0	0	0	98.33
3	Шлаковидное стекло (трубка «Мир») [3]	37.1	23.1	5.9	11.4	11.2	3.8	3.5	3.2	5.4	0.02	0	0	0	101.92
4	Микротектиты (Техас)[11]	81.31	0.53	10.96	2.43	0	0.53	0.5	1.5	2.17	0	0	0	0	99.93
5	Микроиргизиты (кратер Заманшин) [10]	72.1	0.63	9.14	8.59	0	4.75	1.1	1	1.75	0	0.32	0	0	99.38
6	Тектиты (Индийский океан. В. Р. Glass)	68.7	0.63	13.3	6.33	0	3.82	3.74	0.92	2	0	0	0	0	99.44
7	Включения стекла в алмазе [12]	41.3	4.6	4.9	11.1	0	5.1	6.8	2.4	18.7	0	0	0	0	94.9
8	Сферулы из льдов Антарктиды [13]	47	0.18	3.42	10.5	0.27	35.5	2.97	0	0	0	0.06	0	0	100.2
9	Сферулы из льдов Арктики (о. Новая Земля) [7]	48.3	0.11	2.42	6.6	0.32	30.1	1.48	0	0	0.53	0.13	0	0	99.75
10	Сферулы с поверхности Луны [2]	73	1.2	13	2.4	0.2	0.2	2.1	0.5	5.5	0	0	0	0	98.1
11	Шлак угольный	49.54	1.05	22.53	1.7	0.88	2.25	3.22	0.62	2.93	0	0	0	0	100
12	Сферулы стекланные (Овручский р-н.)	43.33	0.27	7.85	0.84	0.66	4.14	38.32	0.87	0.94	0	0	0	2.77	100
13	Стекло шлаковидное — скв. Борыня-3, гл. 2480 (Турковский район)	27.46	27.1	4.98	10.9	19.1	0	6.62	1.22	2.13	0	0	0	0	100

видная, гантелеобразная, шлакоподобные обломки. Аналогичные по морфологии сферулы ранее описаны для ряда, не охваченных в настоящем исследовании, взрывных структур Украины [1]. Следует отметить, что такие же формы имеют силикатные сферулы, обнаруженные на Луне, тектитам также свойственно образовывать аналогичные формы, но более крупные по размеру. Стеклянные и рудные сферулы почти всегда встречаются совместно и часто образуют гибридные формы с присутствием обеих фаз. Большая часть исследованных стекол тяготеет к двум типам состава — кальциево-силикатному (Са до 40 %, рис. 1) и титанисто-железисто-марганцево-силикатному (рис. 2). Первый характерен для сферул типичной формы, второй — для шлакоподобного стекла (Ti до 30 %). Аналогичная ситуация наблюдается для сферул из кимберлитов Якутской провинции [3] и сходная — для сферул из эоценовых отложений Камчатского региона [5]. Такие составы являются специфическими и резко отличаются от составов силикатных сферул и других природных стекол, описанных в литературе (см. таблицу).

Рудные микросферулы по морфологии и внутреннему строению соответствуют рудным сферулам, обнаруженным в различных геологических обстановках и описанным в мировой литературе (рис. 4). Они большей частью состоят из магнетита, часто содержат ядро из самородного железа. В качестве примесей присутствуют Mn, Cr, Ni, V. Надо отметить, что в опробованных сферулах не отмечается аномально высокого содержания никеля. Повышенное его содержание в сферулах отложений Атлантического океана послужило поводом для зачисления их в ранг объектов космического происхождения. Кроме рудных магнетит-металлических сферул, отмечаются редкие сферулы, состоящие из трюилита (с избыточным содержанием серы) с внутренней флюидной текстурой, и из сульфида марганца.

В взрывных структурах сферулы встречаются в составе разнообразных по составу и структуре осадочно-вулканогенных комплексов пород. В стратиформных структурах сферулы тяготеют к глинистым породам. Минеральная ассоциация, сопутствующая сферулам, характеризуется специфическим набором высокопараметрических минералов, хотя их качественные и количественные соотношения могут быть разными. Характерная ассоциация минералов: муассанит, оливин, гранаты, пироксен, ставролит, дистен, хромит, ильменит, циркон, графит, ферросилиций, алмаз, кристобалит. Эти минералы часто отличаются более крупным размером обломков, отсутствием следов механической обработки по сравнению с основной окатанной псаммитовой составляющей осадочных пород. Практически во всех объектах, содержащих сферулы, отмечаются находки частиц самородных металлов в чистом виде и в виде сложных сплавов: самородное железо, цинк, золото, алюминий (?), сплавы типа (%) Ag 0.8, Pb 74.8, Sn 0.16, As 24.3 или Pb 9.4, Ag 0.03, Sn 72.4, As 4.0.

Геолого-структурная позиция сферул, сопутствующая минеральная ассоциация, химический состав — все достаточно убедительно свидетельству-

ют в пользу их эндогенной природы, непосредственной связи с глубинными процессами [3]. Это определяет возможность их использования как дополнительного эффективного поискового признака при поисках взрывных структур и связанных с ними полезных ископаемых.

Наличие сферул в составе осадочных отложений может быть свидетельством присутствия примеси пирогенного материала. Обнаруженное нами значительное содержание сферул в составе рудного концентрата Иршанского циркон-ильменитового россыпного месторождения позволяет предполагать, что первичным источником рудного вещества был материал взрывных структур.

Замечательным свойством сферул является их устойчивость к эпигенетическим процессам. Например, сферулы были обнаружены в туфовой толще, где первичное вещество полностью замещено сапонитом и практически отсутствуют минералы магматического происхождения; смешение такого вещества с терригенным материалом значительно затруднило бы его идентификацию. В таком случае сферулы могут быть важнейшим диагностическим признаком.

Несмотря на то, что изучаемый нами материал вероятнее всего имеет эндогенную природу, очевидно, что существуют сферулы и космического происхождения и вероятно импактного. Как показали наши исследования, существуют критерии для их разделения и типизации. В последнее время появился ряд публикаций, посвященных проблеме черных глин «Yanger Dryas» плейстоцен-олигоценного возраста (12 тыс. лет) от Северо-Американского континента до Европы [8, 9]. В них обнаружены алмазы различных модификаций, аморфный углерод, следы сажи, различные типы сферул, повышенный иридиевый фон. Подобную ситуацию мы видим и для молодых отложений Украины, но есть ряд сложностей. Часто проблематично точно датировать молодые отложения; приходится также учитывать фактор возможности техногенного загрязнения близповерхностных отложений.

Следует подчеркнуть также важность изучения сферул в решении принципиальных геологических проблем. Вещество сферул является застывшим расплавом и поэтому несет информацию о физико-химических условиях образования таких расплавов, как мантийных магм. Важно, что сферулы встречаются в различных геологических обстановках более часто, чем это может показаться на первый взгляд, но являются слабо изученными объектами.

По отношению к проблеме сферул в мировой науке сложился перевес в пользу исследователей, работающих в области изучения космического и импактного вещества. В последнее время такая ситуация отчасти меняется в связи с развитием учения о флюидизатных (флюидизатно-взрывных, инъекционно-взрывных, флюидно-магматических) процессах, все чаще сферулы упоминаются именно в этом контексте. Очевидно, что сферулы и близкие к ним образования заслуживают большего внимания со стороны геологической науки.

Литература

1. Братусь М. Д., Татаринцев В. И., Сахно Б. Э. Состав флюидных включений в закаленных частицах из взрывных кольцевых структур и кимберлитовых трубок // Геохимия, 1987. № 11. С. 1563—1568.
2. Кованько В. В., Лустюк Н. Г., Комиссарчук А. А. Свойства лунного грунта и проблемы его разработки. Львов: Евросвит, 1998. 192 с.
3. Маршинцев В. К. Природа сфероидных образований в кимберлитах // Следы космических воздействий на Землю. Новосибирск: Наука, 1990. С. 45—57.
4. Песков Е. Г. Геологические проявления холодной дегазации Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 279 с.
5. Сандмирова Е. И., Главатских С. Ф., Рычагов С. Н. Магнитные сферулы из вулканогенных пород Курильских островов и южной Камчатки // Вестник КРАУ НЦ наук о Земле, 2003. № 1. С. 135—139.
6. Ahmed el Coresy. Electron microprobe analysis and ore microscopic study of magnetic spherules and grains collected from the Greenland ice // Contr. Mineral. Petrol, 1968. № 17. P. 331—346.
7. Badjukov D. D., Jouko R. Micrometeorites from the northern ice cap of the Novaya Zemlya arhipelago, Russia: The first occurrence // Meteor. Planet. Sci. 2003. V. 38. № 3. P. 329—340.
8. Bement, L. C., Carter B. J. Bull Creek environment and the ET Event // Amer. Geophys. Union, Fall Meeting 2008. Abstr. № PP13C—1474.
9. Firestone R. B., West A., Revay Z., Hagstrum J. T., Smith A., Que Hee S. S. Elemental analysis of the sediment, magnetic grains and microspherules from the Younger Dryas Impact Layer // Amer. Geophys. Union, Fall Meeting. 2008. Abstr. № PP13C—1472.
10. Glass B. P., Fredriksson K., Florenskii P. V. Microirghizites recovered from a sediment sample from the Zhamanshin impact structure // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № 15. P. B319—B330.
11. Glass B. P., Burns C. A., Crosbie J. R., Dubois D. L. Late Eocene North American microtektites and clinopyroxene-bearing spherules // J. Geophys. Res. Suppl. 1985. V. 90. № 15. P. D175—D196.
12. Perchuk L. L., Safonov O. G., Yapaskurt V. O., Barton J. M., Jr. Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxenes indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review // Lithos. 2002. V. 60. P. 89—111.
13. Taylor S., Lever J. H., Harvey R. P. Number, types and compositions of an unbiased collections of cosmic spherules // Meteor. Planet. Sci. 2000. V. 35. P. 651—666.

МИНЕРАЛЫ МЕТАОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ КАК ИНДИКАТОРОВ ЛИТОГЕНЕЗА

А. И. Брусницын

Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург
brusspb@yandex.ru

Стратиформные залежи марганцевых пород, приуроченные к осадочным и вулканогенно-осадочным формациям, широко распространены в природе. Степень постседиментационных преобразований марганцевых пород варьирует от слабо измененных осадочных отложений до их глубоко метаморфизованных аналогов.

Нами, на примере месторождений Урала (Биккуловское, Казган-Таш, Кожаевское, Кызыл-Таш, Кусимовское, Северо-, Средне- и Южно-Файзулинское, Уразовское, Янзигитовское, Парнокское и др.), изучена минералогия и условия образования марганцевых метаосадков, измененных при относительно низких температурах и давлении: $T \approx 200\text{—}250\text{ }^\circ\text{C}$, $P \approx 2\text{—}3$ кбар. Подобные параметры отвечают границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций регионального метаморфизма или, по другим схемам, — уровню ката- и метагенеза осадков. В этих условиях в породах еще сохраняются минеральные и/или структурные реликты осадочного протолита, но, вместе с тем, широко развиваются и новообразованные минералы. Изучение таких «промежуточных звеньев», дает возможность проследить закономерности трансформаций фазового состава марганцевых отложений при переходе от осадочной породы к метаморфической. Главные результаты проведенных исследований сводятся к следующим.

1. В изученных породах четко проявлена зависимость минеральных ассоциаций от окислительно-восстановительных условий литогенеза, которые, как известно, во многом контролируются распределением в осадке органического вещества (ОВ). Разложение ОВ создает восстановительную анаэробную среду с высокими концентрациями углекислоты. При отсутствии же ОВ высокий окислительный потенциал может сохраняться на всех уровнях литогенеза и метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации.

На месторождениях Урала за счет отложений, содержащих ОВ, формируются «восстановленные» оксидно-карбонатно-силикатные породы. Их главными минералами являются силикаты и карбонаты Mn^{2+} (тефроит, риббеит, родонит, пироксмангит, кариопилит, родохрозит и марганцевый кальцит), а также андрадит, кварц, гематит и гаусманнит. Среди второстепенных и аксессуарных фаз установлен широкий спектр минералов: медь, акантит, галенит, алабандин, сфалерит, молибденит, халькопирит, пентландит, пирит, пирротин, арсенопирит, герс-

дорфит, миллерит, рутил, пирофанит, магнетит, яковсит, голландит, пирохроит, аллеганит, сонолит, гроссуляр, спессартин, циркон, эпидот, алланит-Се, пумпеллиты-Mg, -Fe, -Mn, манганаксинит, титанит, ильваит, йогансенит, манганбабингтонит, манганотремолит, актинолит, манганпироксмангит, бемонит, фриделит, тальк, келлиит, клинохлор, шамозит, алюмоиноселадонит, флогопит, широзулит, парсеттенсит, баннистерит, кумбсит, стильпноме-лан, неотокит, альбит, цельзиан, кутнагорит, сидерит, барит, апатит и монацит-Се.

На месте отложений, содержащих оксиды марганца, но лишенных ОВ или накапливавших его в незначительных количествах образуются «окисленные» оксидно-силикатные породы. В них марганец концентрируется преимущественно в форме Mn^{3+} в составе браунита. Кроме того, в качестве главных минералов здесь присутствуют кварц, гематит, родонит и пироксмангит, в существенно меньших количествах установлены голландит, андрадит, пьомонтит, йогансенит, эгирин, эгирин-авгит, ферривинчит, кариопилит, широзулит, парсеттенсит и цельзиан. Карбонаты для оксидно-силикатных пород в целом не характерны. Тем не менее в некоторых месторождениях отмечаются небольшие количества кальцита, и крайне редко диагностируются единичные выделения родохрозита.

Ключевые различия между двумя отмеченными типами марганцевых отложений обусловлены двумя параметрами: 1) доминирующим валентным состоянием марганца и 2) степенью развития карбонатов, прежде всего, родохрозита. Очевидно, что эти два параметра тесно взаимосвязаны друг с другом и контролируются общей причиной — наличием или, наоборот, отсутствием в осадке ОВ. Причем окислительно-восстановительные свойства среды минералообразования и уровень концентрации в ней углекислоты регулируются уже на самых ранних стадиях литогенеза, скорее всего, при диагенезе осадка. Об этом свидетельствует строение родохрозитовых агрегатов. Скопления родохрозита часто сохраняют седименто-диагенетические структуры: пелитовую, колломорфную, комковатую, сферолитовую и т. п., которые при более поздней перекристаллизации постепенно вытесняются более крупнозернистыми мозаичными структурами.

Доказательством присутствия в исходных марганцевоносных осадках ОВ является, прежде всего, сохранение его углистых реликтов, аналитически

определяемых как $C_{\text{орг}}$. Например, в окисно-карбонатно-силикатных породах Парнокского месторождения содержания $C_{\text{орг}}$ варьируют от 0.08 до 1.42 мас. %. Кроме того, изотопный состав углерода марганцевых карбонатов часто характеризуются повышенным содержанием легкого изотопа ^{12}C , что свидетельствует о его биогенной природе. В частности на месторождениях Южного Урала значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ составляют от -51.4 до -10.8 ‰ PDB [6].

2. В настоящее время накоплен достаточно большой банк экспериментальных и расчетных данных об устойчивости парагенезисов марганцевых минералов при различных PTX -условиях. Модельная диаграмма, показывающая относительное расположение полей устойчивости главных минералов слабометаморфизованных марганцевых пород в координатах f_{O_2} – f_{CO_2} показана на рисунке. Сопоставляя минеральные ассоциации на этой и подобных ей диаграммах с ассоциациями, реально установленными в природе, можно оценить условия образования последних.

Результаты исследований показывают, что минералогия марганцевых метаосадков сильнее зависит от их химического состава и концентрации кислорода и углекислоты в поровом растворе, чем от температуры и давления метаморфизма [3].

Среди минералов-индикаторов фугитивности кислорода наиболее универсальными являются браунит и тефроит. Они относятся к числу широко распространенных, но образуются в разных условиях: браунит при высоких f_{O_2} , тефроит — при очень низких. Вместе эти минералы встречаются крайне редко. Присутствие в породе других минералов позволяет уточнить величину f_{O_2} .

Силикаты Mn^{2+} стабильны при относительно низких концентрациях углекислоты в поровом растворе и с ростом содержания марганца в силикате пороговая величина f_{CO_2} его устойчивости понижается. В области высоких f_{CO_2} силикаты вытесняются ассоциацией родохрозита с кварцем, которая стабильна в очень широком диапазоне PTX -условий. При этом допустимые для существования тефроита, карнопилита и пироксмангита (родонита) величины f_{CO_2} на несколько порядков выше, чем соответствующие величины f_{O_2} .

В строении марганцевоносных залежей нередко чередуются ассоциации, стабильные при разных фугитивностях углекислоты и/или кислорода. Например, смежные участки окисно-карбонатно-силикатных пород могут быть сложены пироксмангит (\pm родонит)-родохрозитовой, карнопилит-родохрозитовой, тефроит-родохрозитовой и тефроит-гаусманнитовой ассоциациями. Причем между этими минеральными ассоциациями нет признаков реакционных взаимоотношений. Отсюда следует, что при формировании марганцевых метаосадков углекислота нередко ведет себя как «инертный компонент», содержание которого контролируется составом породы. Интенсивного обмена углекислотой между смежными участками залежи не происходит, миграция CO_2 осуществляется на незначительное расстояние, сопоставимое с мощностью отдельных прослоев и линз. Скорее всего, баланс углекислоты

в пределах рудных тел контролировался локальным распределением ОВ, проницаемостью пород для растворов, PT -условиями и продолжительностью метаморфизма.

Аналогичным образом, сосуществование в окисно-силикатных породах браунит-кварцевой, браунит-пироксмангитовой (\pm родонит), карнопилит-пироксмангитовой (\pm родонит) и карнопилит-браунитовой ассоциаций указывает на наличие градиента f_{O_2} в пределах рудного тела. В такой ситуации кислород формально можно рассматривать как «инертный компонент». Такое поведение кислорода в процессе метаморфизма отмечалось многими исследователями и не только в отношении марганцевых пород [5, 7, 8 и др.]. Минералогия последних просто служит очень ярким подтверждением этой, видимо, широко проявленной в природе закономерности.

3. Изучение пространственно-возрастных взаимоотношений между минералами и их парагенезисами позволяют реконструировать цепочку фазовых преобразований в марганцевых отложениях по мере роста температуры и давления.

В этом отношении особенно информативен и интересен оказался карнопилит $\text{Mn}_5(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_6$ —

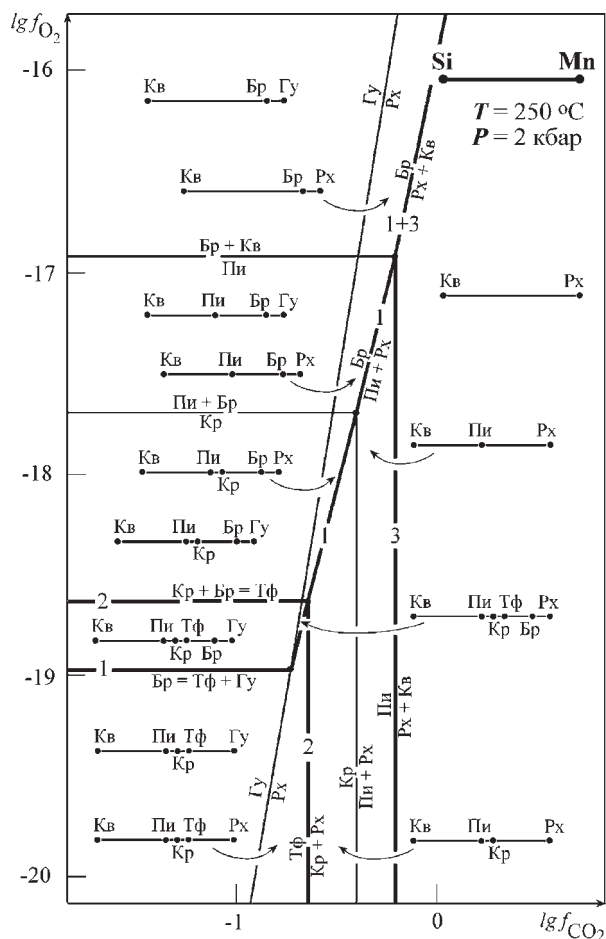


Диаграмма зависимости минеральных парагенезисов в системе Si—Mn от фугитивности кислорода и углекислоты при $T = 250$ °C, $P = 2$ кбар.

Минералы: Гу — гаусманнит, Бр — браунит, Пир — пироксмангит, Кр — карнопилит, Тф — тефроит, Кв — кварц, Рх — родохрозит. Жирными выделены линии реакций, ограничивающих поля устойчивости браунита (1), тефроита (2) и ассоциации кварц+родохрозит (3). Левее линии 3 стабильны ассоциации с участием силикатов

слоистый силикат марганца, близкий по своей кристаллической структуре к минералу группы серпентина антигориту. Это один из наиболее типичных минералов слабометаморфизованных марганцевых пород различного состава, но особенно он типичен для оксидно-карбонатно-силикатных пород. Кариопилит слагает агрегаты с пелитовыми, спутанно-волоконистыми, глобулярными или концентрическими ритмично-зональными структурами, идентичными структурам раскристаллизации геля или стекла. Для кариопилитовой матрицы характерны трещины синерезиса, а местами в ней наблюдаются мелкие (около 0.02 мм) реликты изотропной, низкопреломляющей фазы — рентгеноаморфного силиката марганца неотокита $Mn(SiO_3) \cdot nH_2O$. Такое строение агрегатов указывает на образование кариопилита по Mn—Si субстрату — гелю или стеклу, причем наиболее вероятным протолитом был неотокит. Об этом же свидетельствует постоянное присутствие в составе кариопилита изоморфных примесей магния и алюминия (до 0.50 к. ф. Mg и до 0.65 к. ф. Al) — элементов, типичных для силикатов, но не для оксидов и карбонатов марганца.

В свою очередь более ранний по отношению к кариопилиту минерал неотокит — характерный (иногда породообразующий!) компонент неметаморфизованных марганцевых отложений различного генезиса [1, 2, 9 и др.]. Предполагается, что в осадках он образуется путем коагуляции Mn—Si геля. С учетом этого, цепочка трансформации марганец-кремнистого вещества на ранних стадиях литогенеза представляется следующей: Mn—Si гель → неотокит → кариопилит. В дальнейшем за счет кариопилита образуется большой набор силикатов марганца.

Минералогические наблюдения фиксируют рост в кариопилитовой матрице кристаллов и агрегатов родохрозита, тефроита, риббеита, аллеганита, пироксмангита, родонита, минералов группы граната, эпидота, пумпеллиита и некоторых других минералов. Образования силикатов путем реакций с участием кариопилита не требует высоких температур и может осуществляться уже в *PT*-условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма. К нижней температурной границе зеленосланцевой фации кариопилит полностью вытесняется ассоциацией тефроита с пироксмангитом (и/или родонитом).

Таким образом, полученные минералогические данные позволяют: 1) Предполагать присутствие в исходных осадках гелеобразной Mn—Si фазы. Природа этой фазы и условия ее накопления остаются

пока еще плохо изученными. Однако вероятность существования такого осадка отмечалась и другими исследователями [4, 10]. 2) Восстановить ступенчатую последовательность изменения Mn—Si протолита в ходе литогенеза с образованием многочисленных силикатов. 3) Допускать, что наличие в исходных осадках Mn—Si фазы является благоприятной предпосылкой для низкотемпературной кристаллизации силикатов марганца, в том числе тех, которые традиционно относятся к продуктам глубокого метаморфизма (например, минералов группы оливина, граната, пироксеноидов и др.). 4) Использовать кариопилит как индикатор низких температур метаморфизма марганцевых отложений.

Исследования поддержаны РФФИ (проект 08-05-00415).

Литература

1. Алексеев Б. Неотокит из олигоценового марганцеворудного горизонта Варненского района // Минерал. сборник Львовского геол. об-ва, 1960. № 14. С. 208—214.
2. Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т., Гавашвили Н. В. Марганцевые месторождения Тетрицкаройского рудного района Грузии // Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ, Енисейский кряж). М.: Наука, 1985. С. 115—172.
3. Брусницын А. И. Ассоциации марганцевых минералов как индикаторы фугитивности кислорода при метаморфизме металлоносных отложений // Геохимия, 2007. № 4. С. 345—363.
4. Ватанабе Е., Юу С., Като А. Обзор пластовых марганцевых месторождений Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 104—121.
5. Казаченко В. Т., Киселев В. В. Парагенезисы марганцевых минералов — показатели окислительно-восстановительных условий метаморфизма металлоносных отложений // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 5. С. 81—100.
6. Кулешов В. Н., Брусницын А. И. Изотопный состав ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) и происхождение карбонатов из марганцевых месторождений Южного Урала // Литол. и полез. ископаемые, 2005. № 4. С. 416—429.
7. Фации метаморфизма / Под ред. Соболева В. С. М.: Недра, 1970. 432 с.
8. Abs-Wurmbach I., Peters Tj. The Mn—Al—Si—O system: an experimental study of phase relations applied to paragenesis in manganese-rich ores and rocks // Eur. J. Mineral., 1999. Vol. 2. P. 45—68.
9. Clark A. M., Easton A. J., Jones G. C. A study of the neotocite group // Miner. Mag., 1978. Vol. 42. P. M26—M30.
10. Flohr M. J. K., Huebner J. S. Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra-Nevada, California, USA // Lithos, 1992. Vol. 29. P. 57—85.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЛЬМЕНИТСОДЕРЖАЩИХ СЛАНЦЕВ ПОКЬЮСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

И. И. Голубева, Д. В. Безинов

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
iigolubeva@geo.komisc.ru

Покьюская свита сложена осадочными породами верхнедокембрийского возраста и развита вдоль западного склона Вымской гряды. Ее представительный разрез располагается в виде скальных выходов в правом борту р. Покью. В. Г. Оловянишников выделил в покьюской свите три толщи: в нижней преобладают алевритовые и глинисто-алевириновые сланцы, в средней глинистые и серицит-хлоритовые сланцы, а в верхней — кварцитопесчаники и алевритовые сланцы. Нами установлено, что в сложении разреза участвуют также многочисленные прослой с повышенным содержанием пылеватого графита — черных сланцев. Для данной свиты характерно ритмичное переслаивание, напоминающее флиш [6].

Титаносодержащие минералы и их агрегаты в наибольших количествах встречаются в метапелитах и метаалевропелитах, а в углеродистых сланцах ильменит диагностируется даже на макроуровне в виде мелких черных пластинок с полуметаллическим блеском. Ильменит интенсивно подвергается лейкоксенизации, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Поэтому в одной и той же породе нередко можно встретить пластинки лейкоксена и ильменита одновременно, но в большинстве случаев последний может отсутствовать (рис. 1).



Рис. 1. Порфиробласты лейкоксенизированного ильменита в сланцах покьюской свиты

Породы метаморфизованы в условиях биотитовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Биотит чаще присутствует в метапесчаниках, где он образует относительно крупные чешуйки размерами до 0.1 мм, тогда как в сланцах встречается в виде тонкочешуйчатого агрегата или вообще отсутствует. Минерал плеохроирует от светло коричневого до густо коричневого цвета. В случае развития слюды в песчаниках оскольчатые очертания плохо окатанных остроугольных облом-

ков кварца исчезают, за счет его перекристаллизации; отмечаются также единичные обломки олигоклаза, представляющие собой выколки по спайности, а также кристаллобласти шахматного альбита. Из аксессуаров в шлифах песчаников встречаются окатанные обломки циркона, монацита, турмалина. При появлении значительного количества серицитового матрикса в кварцитопесчаниках кристаллизуется ильменит в виде редких мелких пластинок.

Сланцы сложены серицитом, хлоритом и мелкозернистым агрегатом кварца. Процентное соотношение данных минералов варьирует, отмечается переслаивание серицит-хлоритовых и кварцевых слоев. Для сланцев характерна порфиробластовая структура, обусловленная кристаллизацией относительно крупных пойкилобласт ильменита, с с поперечником до 0.4—0.8 мм при толщине 0.1—0.2 мм. Пойкилитовые включения кварца в ильмените менее характерны, чем в лейкоксене, в котором их количество может достигать 20 %. При замещении ильменита лейкоксеном количество пойкилитовых включений резко возрастает. Развитие ильменита в данных сланцах правомерно, так как он начинает кристаллизоваться в условиях хлорит-биотитовой субфации регионального метаморфизма, что подтверждено многочисленными наблюдениями в других регионах [1—3]. Лейкоксенизация ильменита объясняется диафорическими процессами, спровоцированными тектоническими деформациями в толщах изучаемых пород.

Для проведения реконструкции первичного субстрата покьюской свиты использовалась методика А. Н. Неелова [4]. Как видно на диаграмме а—b (рис. 2), фигуративные точки расположены в полях песчаников, алевропелитов и пелитов. С помощью диаграммы НКМ—ФМ (рис. 3), предложенной Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [8], было установлено, что первичный субстрат метапелитов был представлен хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами.

Литохимическая обработка данных химических анализов 22-х образцов с использованием «стандарта ЮК» [8] показала, что гидролизатный модуль (ГМ) метапелитов имеет в среднем значение 0.3—0.6. Для них характерен высокий алюмокремниевый модуль (АМ 0.2—0.4). Содержание TiO_2 в сланцах повышено и в среднем составляет 1.01 %, что вдвое превышает кларк верхней континентальной коры (0.5 %). Наиболее высокие количества данного оксида отмечаются в черных сланцах: 1.66—1.99 %. Для них же характерен высокий АМ (0.45—0.47). Это подтверждает выявленное ранее геохимическое сродство глинозема и органического вещества с оксидами титана. Черные сланцы, метаморфизован-

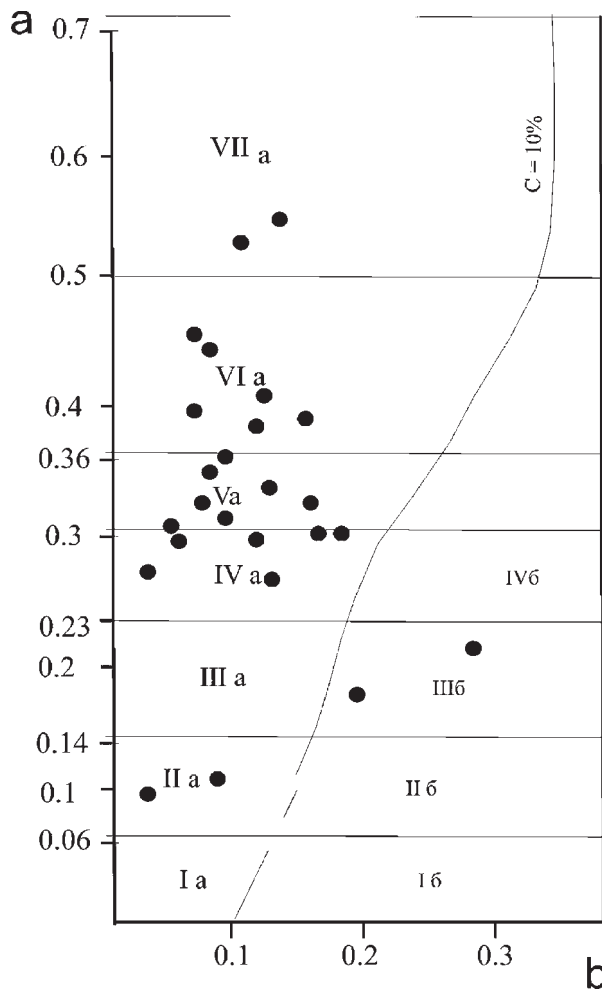


Рис. 2. Положение фигуративных точек на диаграмме **a** (Al/Si) — **b** ($Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg + Ca$) для реконструкции первичного состава метаосадочных пород по А. Н. Неелову, упрощено [4].

Поля осадочных пород: Ia — мономиктовые песчаники, ультрасилициты Ib — они же, карбонатистые, железистые; IIa — олигомиктовые песчаники, силициты IIб они же, карбонатистые железистые; IIIa кислые туффиты, аркозы, IIIб граувакковые песчаники карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники; IVa — кислые туффиты, олигомиктовые, полимиктовые алевролиты, Va — алевропелиты, VIa пелиты, VIIa — субсиаллиты пиррофиллитовые, иллитовые гидрослюдистые, C — содержание несиликатного материала

ные в эпидот-амфиболитовой фации, содержащие крупные кристаллы ильменита, широко распространены в Таймырской складчатой области и на Кольском полуострове. Как было отмечено выше, наибольшее количество ильменита в разрезе покьюской свиты было отмечено именно в черных сланцах. В изучаемых кварцевых песчаниках ильменит практически не встречается, титановый модуль данных пород не превышает 0.040, а в метапелитах данные значения укладываются в пределах 0.040—0.080. Таким образом, высокий ТМ в данном случае зависит не от степени механической сортировки осадочного материала, а от содержания титана в материале, послужившем источником для глин. Можно предположить, что породы магматического происхождения, подвергшиеся процессам выветривания, имели основной состав, но низкое содержание MgO в сланцах (в среднем 1.76 %) этому выводу не соответствует. На дискриминантных диаграммах

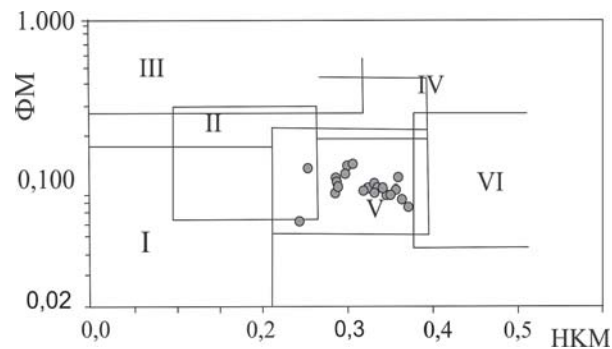


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов сланцев покьюской свиты на диаграмме НКМ—ФМ [8]. Поля глинистых пород: I — преимущественно каолинитовых, II — преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюда, III — преимущественно хлоритовых с примесью гидрослюда, IV — хлорит-гидрослюдистых, V — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых, VI — гидрослюдистых со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов

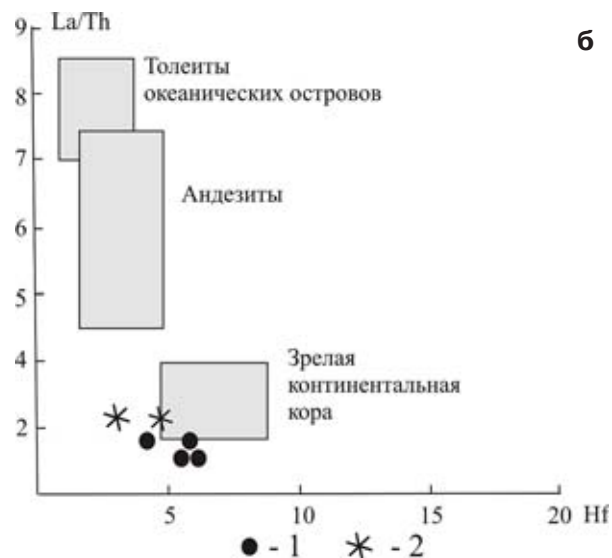
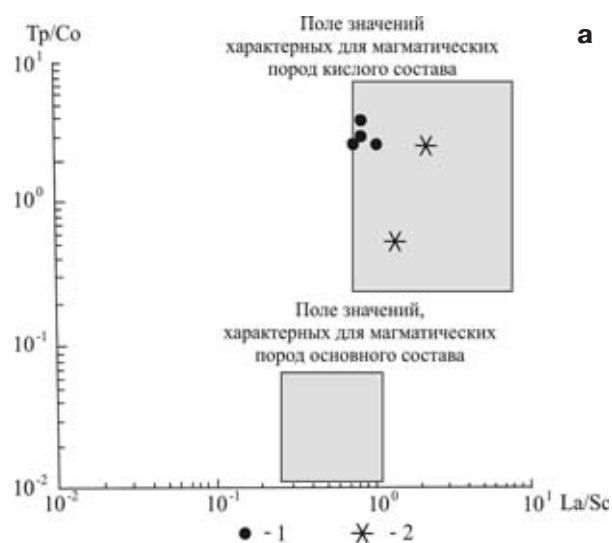


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов паралланцев покьюской свиты на дискриминантных диаграммах La/Sc—Th/Co (a) и Hf—La/Th (б) по [5].

Условные обозначения: 1 — сланцы; 2 — кварцитопесчаники

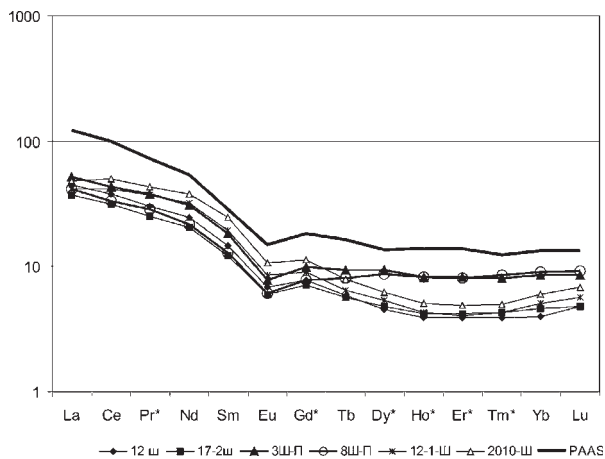


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ нормированные на хондрит в кварцитопесчаниках (12ш, 17-2ш) и сланцах (3ш-п, 8ш-п, 12-1ш и 2010-ш) покьюской свиты, постаршеихских метапелитпах Австралии (РААС)

La/Sc—Th/Co и Hf—La/Th фигуративные точки сланцев покьюской свиты расположены в полях кислых пород (рис. 4, а, б). На графиках распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, в метаосадочных породах покьюской свиты хорошо проявляется отрицательная европиевая аномалия (рис. 5). Для данных метапелитов характерны пониженные содержания редкоземельных элементов, в сравнении с постаршеихскими глинистыми сланцами Австралии (РААС), образованными за счет континентальной коры. Отмечаем разные спектры распреде-

ления РЗЭ для сланцев с различным содержанием глинозема и соответственно оксидов титана. Особенности распределения РЗЭ в сланцах и кварцитопесчаниках показывают, что источников сноса для формирования ильменитсодержащих метапелитов покьюской свиты было, по крайней мере, два — предположительно кислого состава с примесью андезитового туфового материала.

Литература

1. *Калужный В. А.* Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 261 с.
2. *Кочетков О. С.* Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 119 с.
3. *Махлаев Л. В., Коробова Н. И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: Книжн. изд-во, 1972. 130 с. (Труды СНИИГГИМС, вып. 123).
4. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
5. *Ножкин А. Д., Дмитриева Н. В., Туркина О. М.* и др. Метапелиты нижнего докембрия Енисейского кряжа: РЗЭ-систематика, источники сноса, палеогеодинамика // Докл. АН, 2010. Т. 434. № 6. С. 798—801.
6. *Оловянишников В. Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1988. 163 с.
7. *Тейлор С. Р., Мак-Леннон С. М.* Континентальная кора и ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
8. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 478 с.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ

В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток
vkazachenko@mail.ru; elenavalper@yandex.ru

Введение

В составе триасовой кремневой формации выявлены богатые Au, Pt, Pd и многими другими металлами, определяющими металлогенический профиль Сихотэ-Алиня, контактово-метаморфизованные осадки нескольких литохимических типов — марганцевосиликатные породы и кремни с дисперсным родохрозитом, силикатно-магнетитовые руды, яшмы, а также продукты контактового метаморфизма углеродистых кремнисто-глинистых пород [1]. С ними ассоциируют продукты гидротермальной переработки металлоносных горизонтов, залегающие в породах разного состава и возраста и тоже обогащенные благородными и другими металлами. Они слагают тела различной морфологии и состава, в том числе залежи марганцовистых скарноподобных пород. В Дальнегорском и Ольгинском районах распространены обогащенные Mn скарно-вые и жильные месторождения позднемелового-палеогенового возраста с полиметаллическими, оловянно-полиметаллическими, железными и борными рудами, для которых тоже имеются основания предполагать существование генетической связи с контактово-метаморфизованными металлоносными осадками триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (как источником металлов).

Характеристика основных типов метаморфизованных металлоносных осадков

В марганцевосиликатных породах обычно преобладают родонит, пирохромангит и спессартин. Наряду с ними распространены пирофанит, клинопироксен диопсид-геденбергит-иогансенитовой серии, тефроит, манганактинолит, марганцовистые разновидности амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда. Реже встречаются манганпиромалит, алабандин, манганаксинит, гельвин, родохрозит, манганкальцит, барит, Ва-содержащий флогопит, гиалофан, цельзиан и санборнит. В виде сингенетических микровключений в породообразующих минералах присутствуют касситерит, станнин, шеелит, вольфрамит, циркон и бадделиит, а также сульфиды, арсениды, антимониды, теллуриды, сульфоарсениды, сульфоантимониды и сульфотеллуриды Ni и Co, редкоземельные, торий-урановые, ванадиевые и другие минералы. Наряду с ними характерны самородные элементы, твердые растворы металлов и интерметаллические соединения, приуроченные, главным образом, к порам и микротрещинам с органическим веществом. По результатам пробирного, ICP MS и атомно-абсорбционного анализов,

марганцевосиликатные породы всех изученных рудных районов содержат до нескольких десятков г/т Au, до 106 г/т Ag, до 11.27 г/т Pt и до 5.333 г/т Pd. Силикатно-магнетитовые руды представлены тонко-, и мелкокристаллическими разновидностями. Они обладают плохо выраженной слоистой текстурой, обусловленной присутствием прослоев, обогащенных силикатным материалом. По минеральному составу относятся к двум разновидностям. Руды одной из них состоят, в основном, из магнетита, талька и хлорита. В составе руд второй разновидности силикатная часть состоит, главным образом, из манганактинолита и, в меньшей мере, спессартина. В рудах обеих разновидностей присутствуют многочисленные мельчайшие кристаллы касситерита, микровключения ильменита, сфена, станнина, апатита, буланжерита, антимонита, тенорита, шеелита, гюбнерита и ксенотима. Нередко встречаются монацит, бадделеит, торианит, уранинит, куларит, барит, баритокальцит, оксиды Ce, Dy, Se и La. Характерными минералами являются также разнообразные сульфиды, арсениды и сульфоарсениды Ni и Co. Присутствуют, кроме того, многочисленные микровключения органического вещества, самородных элементов, интерметаллических соединений и твердых растворов металлов. По результатам пробирного, ICP MS и атомно-абсорбционного анализов, силикатно-магнетитовые руды содержат до 2.534 г/т Au, до 4.47 г/т Pt и до 0.18 г/т Pd. Содержание SnO₂ достигает 0.65 % массы. Яшмы представлены кремнистыми породами (нередко, радиоляридами) вишнево-красной или красновато-коричневой окраски, обусловленной присутствием дисперсного гематита. Наряду с гематитом обычно встречаются рутил, фторопатит, гидрослюда, мусковит, калиевый полевой шпат, барит, монацит, ксенотим и биотит. Особенностью состава калиевого полевого шпата является присутствие Ва (десятые доли — первые % массы). Иногда встречаются целестин, баритоцелестин, стронцианит, витерит, сильвин, перовскит и титанит. Кроме упомянутых минералов эти породы содержат микровключения касситерита, ильменита, уранинита, торианита, оксидов Y, Ce, La и Nd, бадделиита и куларита. Яшмы рассечены сеткой маломощных минерализованных трещин, вдоль которых порода неравномерно восстановлена (гематит и гидрослюда замещены хлоритом). Трещины и восстановленные участки породы содержат кварц, хлорит, органику и разнообразные предельно восстановленные формы металлов. В восстановленных участках, наряду с органическим веществом, присутствуют также зерна и кристаллы пирита, халь-

копирита, арсенипирита, сфалерита, галенита, Ni-содержащего пирротина, V-, и Co-содержащего магнетита, стибнита, молибденита, шеелита, богатой Ag блеклой руды, буланжерита, тенорита, бравоита, колорадоита, галеновисмутита, бурнонита и пентландита. По результатам пробирного, ICP MS, атомно-абсорбционного и рентгенофлуоресцентного (в растворах) анализов, яшмы Ольгинского, Малиновского и Кавалеровского районов содержат до 1.18 г/т Au, до 2.90 г/т Pt и до 0.03 г/т Pd.

Положение метаморфизованных металлоносных осадков в разрезе триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня

Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня сложена, главным образом, кремнистыми породами, различающимися по окраске, количеству глинистого и органического материала и другим признакам, а также глинистыми кремнями, кремневыми аргиллитами, аргиллитами и алевроаргиллитами [2]. В некоторых районах в ее составе присутствуют карбонатные породы. Особенностью триасовых отложений Сихотэ-Алиня является наличие углеродистых разностей кремнистых и кремнисто-глинистых пород, а также яшм, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам [2]. Уровень появления яшм — верхний анизий-ладинский ярус. Яшмы, железные руды и марганцевосиликатные породы или кремни с дисперсным родохрозитом слагают единую пачку или самостоятельные фациально замещающие друг друга линзообразные и пластовые тела. Таким образом, уровень их распространения — верхний анизий-ладинский ярус. Выходы метаморфизованных металлоносных осадков распространены в Ольгинском (Широкопаднинская и Мокрушинская площади), Кавалеровском (Высокогорская), Дальнегорском (Садовая), Малиновском (Горная площадь) рудных районах Сихотэ-Алиня. Марганцевосиликатные породы образовались в результате контактового метаморфизма кремней с дисперсным родохрозитом. Об этом свидетельствуют пластовая или линзообразная форма тел, согласное залегание, исключительная приуроченность к кремням и размещение в контактовых ореолах крупных гранитоидных интрузий мелового-палеогенового возраста, с удалением от которых марганцевосиликатные породы сменяются кремнями с родохрозитом. Кремнисто-родохрозитовые породы — насыщенные дисперсными включениями родохрозита биогенные кремни с остатками радиолярий, образовались в результате диагенеза восстановительного типа обогащенных Mn и органическим веществом кремнистых илов.

Возможная роль металлоносных осадков в формировании скарновых месторождений Юга Приморья

Основания для предположения о существовании генетической связи между обогащенными Mn скарновыми месторождениями и триасовыми металлоносными осадками (как источником металлов) появились в результате обнаружения выходов пла-

стовых тел марганцевосиликатных пород на площадях Садового скарново-полиметаллического и Белогорского скарново-магнетитового месторождений [3]. Впоследствии оказалось, что наряду с такой общей особенностью скарнов и металлоносных осадков, как высокое содержание Mn, существует и другая — обогащение тех и других Au, Ag, Pt и Pd и присутствие в них разнообразных минералов этих металлов [4, 5]. Выполненные в последнее время исследования контактово-метаморфизованных осадков, а также неизмененных или слабо измененных скарнов и скарноподобных (амфибол-пироксеновых) пород выявили их удивительное геохимическое и, во многих отношениях, минералогическое сходство, свидетельствующее о едином геохимическом профиле и близких температурных условиях образования. Марганцевосиликатные породы, пластовые железные руды и, в меньшей мере, яшмы Ольгинского района по данным ICP MS анализа обогащены Pb (соответственно, до 11273.4 г/т, 538.4; 170.56), Zn (до 1389 г/т, 1103.74) и Cu (до 588.2 г/т; 350.9, 69.7). Эти металлы по содержаниям являются профилирующими и в рудах Николаевского и Верхнего скарново-полиметаллических месторождений. Высокое содержание Zn характерно, кроме того, для скарнов Белогорского железорудного месторождения, и, в меньшей мере, для Дальнегорского боросиликатного месторождения и скарноподобных амфибол-пироксеновых пород Ольгинского района. Марганцевосиликатные породы Малиновского района тоже обогащены Zn (до 3336 г/т), но очень бедны, в целом, Pb и Cu, хотя в отдельных пробах отмечаются довольно высокие содержания (до 160.5 и 110.6 г/т, соответственно) двух последних элементов. Марганцевосиликатные породы и пластовые железные руды Ольгинского района характеризуются относительно высокими концентрациями Sn и W, причем в железных рудах, содержащих обильные включения касситерита, по данным химического анализа содержание SnO₂ во многих случаях составляет десятые доли % массы (до 0.65). Для скарнов Дальнегорского района тоже характерно обогащение Sn и W, причем наиболее высокие содержания Sn свойственны скарнам Николаевского месторождения (до 75.17 г/т, при среднем 32.22), а W — Дальнегорского боросиликатного (до 224.86 г/т при среднем 41.05). Скарны Белогорского месторождения в большей мере обогащены Sn, а по содержанию W (до 223.2 г/т, при среднем 42.4) близки к скарнам Дальнегорского боросиликатного месторождения. Марганцевосиликатные породы Малиновского района содержат до 146.2 г/т Sn (при среднем 6.12) и до 21.84 г/т W (при среднем 2.22). Особенности скарнов Николаевского месторождения по сравнению со скарнами других изученных месторождений Дальнегорского района являются также более высокие содержания Rb, Sr, Zr, Nb, Ta, Mo, Ba, ΣREE и Th и несколько пониженные содержания Ni и Co. Верхнее месторождение отличается несколько меньшим содержанием Y и низкой ΣREE. Для Дальнегорского боросиликатного месторождения характерны наиболее высокие содержания Be, Ni и U и самые низкие концентрации Rb, Cs и Ba. Особен-

ностью скарнов Белогорского месторождения по сравнению со скарнами Дальнегорского района, кроме уже упомянутых выше различий, являются заметно более низкие содержания V и Ni и более высокие — Y, Mo и Cd. Марганцевосиликатные породы Ольгинского района богаче скарнов Николаевского, Верхнего, Дальнегорского боросиликатного и Белогорского месторождений V, Co, Ni и Σ REE. Аналогичные породы Малиновского района отличаются от них более низким содержанием Cr, Cu, As, Y, Zr, Nb, Cd, In, Sb, Th, Σ REE и повышенной концентрацией Be, B, Ni, Rb, Mo, Ba и U. Пластовые силикатно-магнетитовые руды отличаются от марганцевосиликатных пород, главным образом, более низкими содержаниями Co, Sr, Ba и Mo и более высокими — Zr. В таблице приведены последовательности элементов, расположенных сверху вниз в порядке убывания их концентраций. Сравнение табличных данных свидетельствует о значительном сходстве геохимических профилей изученных по-

род, что подразумевает и их генетическое родство. Жирным шрифтом в таблице выделены все элементы, занимающие первые три строки в столбцах, характеризующих контактово-метаморфизованные металлоносные осадки (марганцевосиликатные породы, пластовые железные руды и яшмы). К ним относятся Zn, Pb, Cu, Ni, Sn, Ba и Σ REE, которые, как видно из таблицы, занимают самые верхние строки и в столбцах, относящихся к гидротермальным образованиям — скарнам и скарноподобным породам, или располагаются, за некоторыми исключениями, в верхней половине таблицы. На диаграмме «Ce-La-Nd» (рис. 1) точки изученных пород образуют единый тренд, особенностью которого является изменение доли Ce при примерно постоянном соотношении La и Nd. Марганцевосиликатные породы и яшмы Ольгинского района, скарны Николаевского и Белогорского месторождений характеризуются практически одинаковым соотношением Ce, La и Nd. На диаграмме (рис. 2) точки

Последовательности элементов в порядке уменьшения (сверху вниз) средних содержаний (г/т) в металлоносных породах

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Zn	Zn	B	Zn	Zn	Zn	Zn	Sn	Ba	Ba
Pb	Pb	Zn	Sn	Sr	Cu	Pb	Zn	Zn	Zn
Cu	Cu	Ni	Cd	Ni	Pb	Ni	Cu	Σ REE	Ni
Sr	Cd	W	W	Σ REE	Ba	Cu	Ni	Rb	Co
Ba	Ni	Sr	Ni	Cu	As	As	Pb	V	Sr
Ni	Sr	Pb	Sr	V	Σ REE	Ba	V	Pb	V
Sn	Σ REE	V	Σ REE	Co	Ni	Co	Σ REE	Cu	As
Cd	V	Σ REE	Co	Cr	Sn	Σ REE	Ba	Sr	Σ REE
Zr	Co	Co	Zr	Ga	Y	V	Zr	Li	Li
Rb	Ba	Sn	Pb	Zr	V	Sr	As	Cr	Ga
Σ REE	Sn	Ga	Mo	Y	Co	Sn	Co	Zr	Mo
V	W	Y	Y	Ba	Sr	B	Cr	Cs	Cu
W	Cs	Zr	Ga	Sn	Li	Zr	W	Ni	Be
Cs	Rb	Ba	V	W	Rb	Y	B	Y	Rb
Co	Ga	U	Ba	Nb	Ga	Ga	Li	Ga	Zr
Y	Y	Be	U	As	Sb	W	Ga	As	Pb
Mo	Zr	Mo	Rb	Pb	Ge	Cr	Sb	Sc	Sn
Ga	Mo	Rb	Be	Li	Cr	Sb	Sr	B	Y
Th	Be	Cs	Nb	Ge	Mo	Li	Y	Co	Sb
Nb	U	Th	Th	Sc	Sc	Mo	Sc	Nb	Cr
Be	Nb	Nb	Cs	Sb	Cd	Sc	Nb	Th	Sc
Hf	Th	Cd	Hf	B	Be	Cd	Th	Sb	Ge
U	Ta	Hf	Na	Rb	W	Ge	Ge	Mo	U
Ta	Hf	Ta		Ce	B	Th	U	Ge	W
				Mo	Zr	Rb	Hg	U	Cs
				Be	In	Nb	Rb	Sn	Th
				In	Nb	In	Be	W	Nb
				Th	Th	U	Mo	Be	B
				U	Cs	Be	In	Tl	Cd
				Hg	U	Cs	Cs	Hf	Hf
				Ta	Hg	Hg	Hf	Ta	Hg
				Cd	Tl	Hf	Ta	Cd	Ta
				Hf	Ta	Ta	Cd	In	Tl
				Tl	Hf	Tl	Tl	Hg	In

Примечание. 1—4 — Николаевское и Верхнее полиметаллические (1,2), Дальнегорское боросиликатное (3) и Белогорское скарново-магнетитовое (4) месторождения; 5, 6 — скарноподобные амфибол-пироксеновые породы Мокрушинской (5) и Широкопаднинской (6) площадей Ольгинского района; 7—9 — марганцевосиликатные породы (7), железные руды (8) и яшмы (9) Широкопаднинской площади; 10 — марганцевосиликатные породы Горной площади Малиновского рудного района. Жирным шрифтом выделены элементы, занимающие три первые строки в последовательностях, относящихся к метаморфизованным металлоносным осадкам.

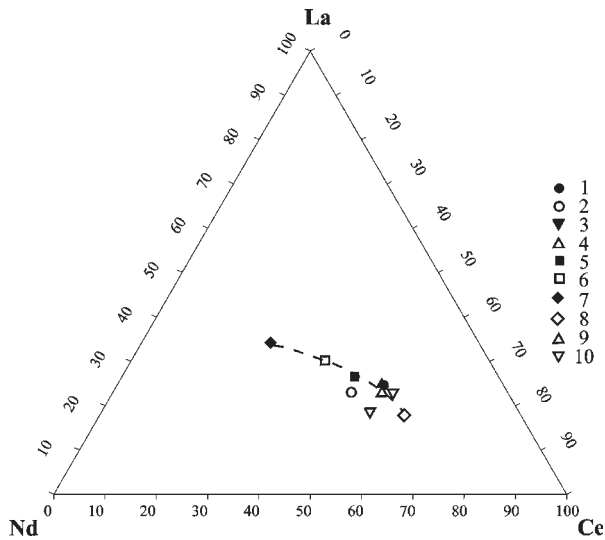


Рис. 1. Количественные соотношения (мас. %) La, Ce и Nd в скарнах и скарноподобных породах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, а также в контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

1, 2 — Николаевское и Верхнее скарново-полиметаллические месторождения Дальнегорского района; 3 — Дальнегорское боросиликатное месторождение; 4 — Белогорское скарново-магнетитовое месторождение Ольгинского района; 5 — пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади Ольгинского района; 6—7 — скарноподобные амфибол-пироксеновые породы Мокрушинской (6) и Широкопаднинской (7) площадей Ольгинского района; 8, 9 — марганцевосиликатные породы Горной (Малиновский район) (8) и Широкопаднинской (9) площадей; 10 — яшмы Широкопаднинской площади

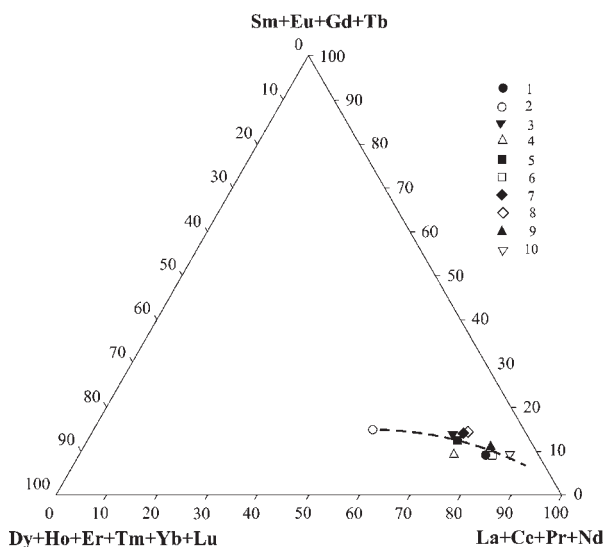


Рис. 2. Количественные соотношения (мас. %) сумм легких, средних и тяжелых редкоземельных элементов в скарнах и скарноподобных породах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, а также в контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

1, 2 — Николаевское и Верхнее скарново-полиметаллические месторождения; 3 — Дальнегорское боросиликатное месторождение; 4 — Белогорское скарново-магнетитовое месторождение; 5 — марганцевосиликатные породы Широкопаднинской площади; 6 — пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 7—8 — скарноподобные амфибол-пироксеновые породы Мокрушинской (7) и Широкопаднинской (8) площадей; 9 — марганцевосиликатные породы Горной площади; 10 — яшмы Широкопаднинской площади

изученных пород тоже образуют тренд, в пределах которого наиболее значительно изменяются суммарные количества легких и тяжелых редкоземельных элементов. В начале тренда (со стороны правого угла диаграммы) располагается точка яшм, а на его конце — точка Верхнего месторождения, скарны которого по сравнению с остальными породами резко обогащены тяжелыми редкоземельными элементами. На диаграмме (рис. 3) точки изученных пород располагаются в пределах небольшого поля, за исключением точки скарнов Дальнегорского боросиликатного месторождения, отличающихся высокой долей Eu. В правой части этого поля расположены точки гидротермальных образований (всех скарновых месторождений, а также амфибол-пироксеновых пород Мокрушинской площади), а в левой части — контактово-метаморфизованных осадков (марганцевосиликатных пород, железных руд и яшм) и амфибол-пироксеновых пород Широкопаднинской площади. На многих других диаграммах состава (рис. 4, 5) точки контактово-метаморфизованных осадков, скарнов и скарноподобных пород также образуют общие поля.

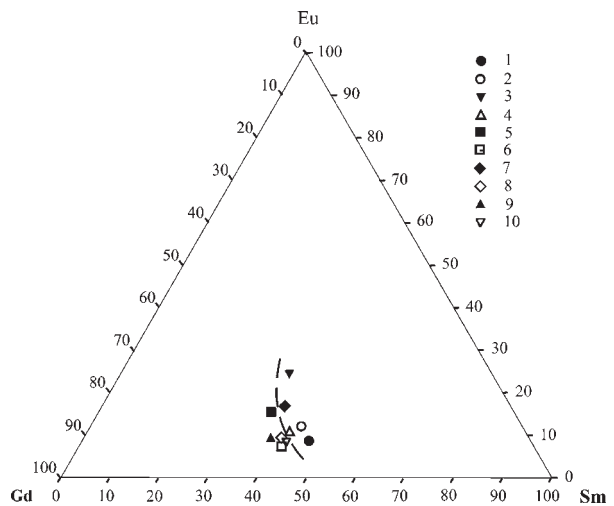


Рис. 3. Количественные соотношения (мас. %) Sm, Eu и Gd в скарнах и скарноподобных породах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, а также в контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Условные обозначения те же, что на рис. 2

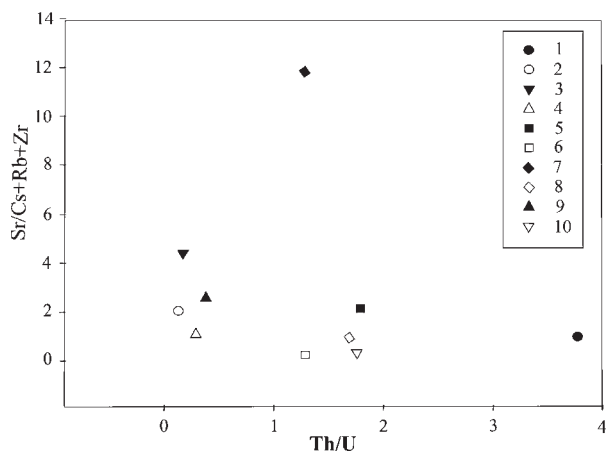


Рис. 4. Зависимость Th /U отношения от величины Sr/Cs+Rb+Zr. Условные обозначения те же, что на рис. 2

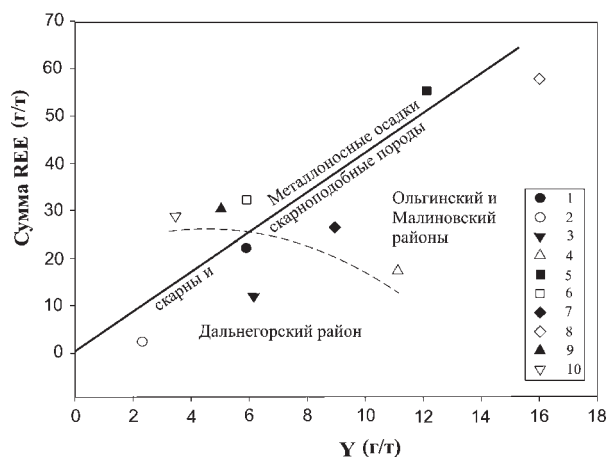


Рис. 5. Зависимость суммы REE (г/т) от содержания Y. Условные обозначения те же, что на рис. 2

Таким образом, триасовые контактово-метаморфизованные металлоносные осадки южной части Сихотэ-Алиня, а также скарноподобные амфибол-пироксеновые породы и скарны Ольгинского и Дальнегорского районов при наличии индивидуальных геохимических особенностей, характеризуются, в целом, общим геохимическим профилем. Это подтверждает сделанное ранее предположение о наличии генетической связи между скарновыми месторождениями южной части Сихотэ-Алиня и триасовыми метаморфизованными осадками, как источником металлов. Ранее предполагалось, что металлы привносились в зоны скарно-, и рудообразования в гидротермальными растворами из ме-

таллоносных осадков, залегающих в триасовых кремнях. Однако результаты геохимических исследований в большей мере отвечают представлениям об образовании скарновых месторождений Ольгинского и Дальнегорского рудных районов в результате контактово-реакционного взаимодействия карбонатных пород и металлоносных отложений, залежавших непосредственно на рифогенных триасовых и карбон-пермских известняках гайотов.

Литература

1. Казаченко В. Т., Мирошниченко Н. В., Перевозникова Е. В., Карабцов А. А. Приморье — новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа. // Докл. АН, 2009. Т. 425. № 5. С. 651—655.
2. Волохин Ю. Г., Михайлик Е. В., Бурый Г. И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
3. Казаченко В. Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
4. Казаченко В. Т., Мирошниченко Н. В., Перевозникова Е. В., Карабцов А. А. Минеральные формы благородных металлов в металлоносных отложениях триасово-юрской углеродистой толщи Сихотэ-Алиня // Докл. АН, 2008. Т. 421. № 3. С. 383—386.
5. Казаченко В. Т., Перевозникова Е. В., Мирошниченко Н. В., Карабцов А. А. Золото и платиноиды в скарнах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов Приморья и некоторые вопросы металлогении южной части Сихотэ-Алиня // Докл. АН, 2007. Т. 414. № 5. С. 667—671.

АНАЛИЗ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД ПАЙ-ХОЯ

Е. В. Старикова

Геологический факультет Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург
starspb@mail.ru

Карбонатно-силикатные марганцевые породы установлены в разрезе фаменской марганценовой формации, распространенной в составе лемвинских отложений юго-восточного и центрального Пай-Хоя [3]. Изучение строения этих пород и анализ минеральных ассоциаций позволили дополнить представления об условиях накопления и преобразования марганценовых отложений.

Объектом изучения являются породы Силоваяхинского проявления поделочного родонита, установленного в разрезе марганценовой формации. Проявление представляет собой будинированный пласт кварц-родохрозитовых пород, протяженностью около 40 м и мощностью 0.3—0.6 м, в составе которого наблюдаются линзы карбонатно-силикатных разновидностей. Породы имеют мелкозернистое строение, пятнистую или линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную сочетанием различных минеральных образований. Наиболее распространены *родонит-пироксмангитовый* и *родохрозитовый* агрегаты, в краевых частях залежи преобладает *кварцевый* агрегат, реже встречаются *тефроит-аллеганитовые* обособления.

Анализируя особенности минерального состава и распределения марганцевых минералов (см. таблицу), отметим следующее. Минеральное разнообразие изученных пород, прежде всего, обусловлено вариациями содержаний главных компо-

нентов: основу структуры практически всех главных породообразующих минералов составляет марганец и/или кремний ($\pm\text{CO}_2$, OH). В то же время примесь некоторых элементов обуславливает возникновение ряда характерных второстепенных и акцессорных фаз. Близким минеральным составом характеризуются родонит-пироксмангитовый, родохрозитовый и кварцевый агрегаты — они объединены в *родонитсодержащую ассоциацию*. Отличия обусловлены количественными соотношениями главных минералов (родохрозит-пироксмангит-родонит-кварц), при этом породы содержат практически одинаковый набор второстепенных фаз, появление которых связано с наличием элементов-примесей (Al, Ca, Fe, Mg, B, P, S). Принципиально иная минералогия свойственна *тефроит-аллеганитовым агрегатам (тефроитсодержащая ассоциация)*. Главными силикатами марганца выступают тефроит, марганцевые гумиты и фриделит, широко развиты также несиликатные высокомарганцевые фазы — родохрозит, суссексит, алабандин. Крайне незначительная примесь других петрогенных элементов обуславливает появление акцессорной минерализации (спессартин, барит). В таких агрегатах отсутствует кварц.

Объяснение контрастной минералогии родонитовых минеральных ассоциаций логично искать в различиях их химического состава. Однако диаг-

Минеральный состав карбонатно-силикатных марганцевых пород Силоваяхинского проявления

Минерал	Формула	Минеральные агрегаты			
		Родонит-пироксмангитовый	Родохрозитовый	Кварцевый	Тефроит-аллеганитовый
Родонит	$\text{CaMn}_4(\text{Si}_5\text{O}_{15})$	●	○	○	
Пироксмангит	$\text{Mn}_7(\text{Si}_7\text{O}_{21})$	●	○	○	
Тефроит	$\text{Mn}_2(\text{SiO}_4)$				●
Аллеганит	$\text{Mn}_3(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_2$				●
Сонолит	$\text{Mn}_9(\text{SiO}_4)_4(\text{OH})_2$				○
Спессартин	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$				×
Фриделит	$\text{Mn}_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$	○			●
Кумбсит	$\text{KMn}_{13}(\text{Si}_{17}\text{AlO}_{42})(\text{OH})_{14}$	○	○		
Зусманит	$\text{KFe}_{13}(\text{Si}_{17}\text{AlO}_{42})(\text{OH})_{14}$			○	
Стильпомелан	$\text{KFe}_8(\text{Si}_{11}\text{AlO}_{28})(\text{OH})_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$		○	○	
Неотоцит	$\text{Mn}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	○	○	○	
Аксинит-(Mn)	$\text{Ca}_2\text{MnAl}_2(\text{BSi}_4\text{O}_{15})(\text{OH})$	○			
Цельзиан	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	×			
Суссексит	$\text{MnBO}_2(\text{OH})$				●
Барит	BaSO_4	×	×	×	×
Апатит	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$	×	×		
Родохрозит	MnCO_3	○	●	○	○
Кварц	SiO_2	○	○	●	
Алабандин	MnS				○
Пирит	FeS_2		○	○	

Примечание. Минералы: ● — главные, ○ — второстепенные, × — акцессорные.

рамма в координатах Mn-Si-примесные компоненты (Fe+Mg+Ca) (см. рисунок) лишь частично раскрывает причины указанных различий.

Как видно из диаграммы, составы родонитсодержащих ассоциаций дифференцированы по отношению Mn/Si: наиболее марганцевые агрегаты этой ассоциации сложены преимущественно родохрозитом, при близких соотношениях этих компонентов преобладают родонит и/или пироксмангит (кристаллизация того или иного пироксеноида обусловлена наличием кальция), а высококремнистые участки формируются существенно кварцевой породой. Однако поскольку составы главных минералов этой ассоциации описываются в рамках двухкомпонентной системы (Mn-Si), то согласно правилу фаз, лежащему в основе парагенетического анализа, равновесное существование триады родохрозит+Mn-пироксеноид+кварц невозможно. Точнее, в условиях стабильности Mn-силикатов неустойчив парагенезис кварц+родохрозит. Однако данные минералы — типичные члены всех агрегатов родонитсодержащей ассоциации.

Другое противоречие выявляется при сопоставлении составов обогащенных марганцем агрегатов — тефроит-аллеганитового и родохрозитового. Родохрозитовые разновидности характеризуются более высоким содержанием примесей (они концентрируются во второстепенных фазах), однако по соотношению марганца и кремния указанные агрегаты практически тождественны. Почему же в соседних участках породы близкого состава кристаллизуются различные минералы? Этот пример еще более наглядно выявляет яркую особенность марганцевых пород, противоречащую законам термодинамики — сосуществование ассоциаций марганцевых силикатов с одной стороны, и агрегатов, в которых марганец в карбонатной форме (родохрозит) ассоциирует со свободным кремнеземом (кварцем), с другой.

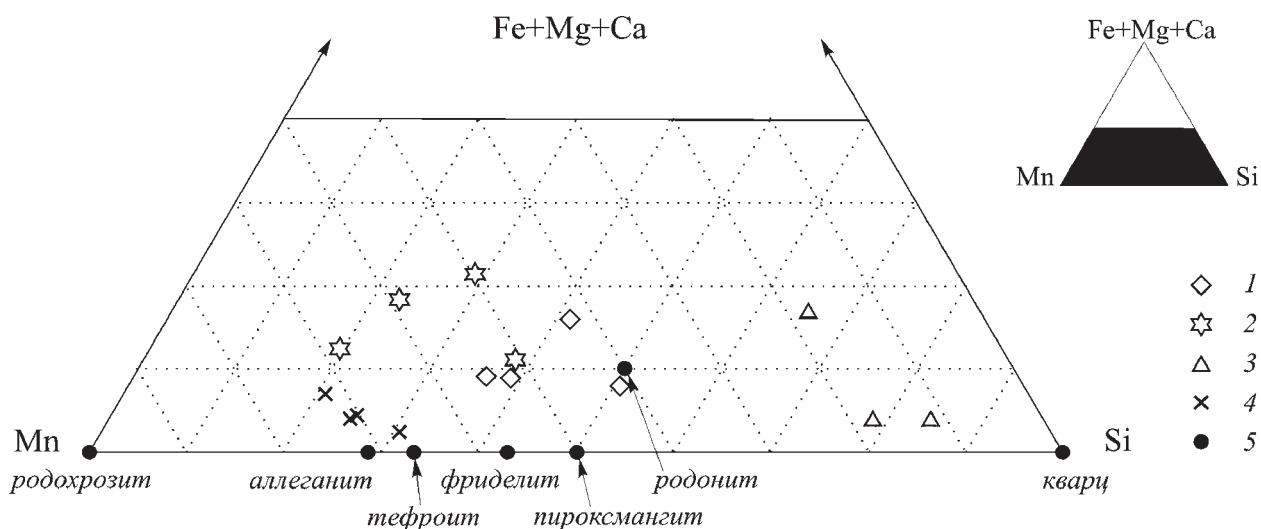
Детальная реконструкция условий образования различных минеральных ассоциаций при метаморфизме марганцевых пород была выполнена А. И. Брусницыным на примере марганцевых мес-

торождений Южного Урала [1, 2]. Физико-химический анализ парагенезисов, проведенный этим автором, показал, что возможность кристаллизации силикатов в системе Mn-Si-H₂O-CO₂ ограничивается концентрацией углекислоты в поровом растворе: при высоких значениях X_{CO₂} в широком диапазоне температур устойчив парагенезис родохрозита с кварцем. Сосуществование же силикатов и парагенезиса родохрозит+кварц объясняется колебаниями величины X_{CO₂}, т. е. «инертным» поведением углекислоты. Данное допущение вполне оправдано, если принять, что источником углерода является органическое вещество, и, следовательно, его неравномерное распределение в исходном осадке обуславливает и вариации содержания продуцируемой им углекислоты. В свою очередь, неоднородная пористость рудоносного ила препятствует свободной миграции и удалению углекислоты, таким образом, в различных участках залежи возникают разные минеральные ассоциации.

На наш взгляд, возможен и другой фактор, ответственный за кристаллизацию различных минеральных форм Mn и Si при литогенезе марганцевых осадков. Он заключается в различном субстрате рассматриваемых минеральных ассоциаций, а точнее в различной форме кремнезема в исходных рудоносных илах.

Общеизвестно, что в формировании морских отложений участвует кремнекислота различного происхождения. Наиболее распространенными являются скопления биогенного кремнезема, образованные при отмирании организмов с кремнистым скелетом (для палеозоя наиболее развитой формой таких организмов являются радиолярии). Однако, для залежей, формирующихся в местах просачивания субмаринных гидротерм, допускается и накопление гидротермального кремнезема, т. е. химическая садка SiO₂ из коллоидной формы, в которой кремнезем существует в гидротермальных растворах.

В состав коллоидной частицы лиофильного типа, к которым относятся коллоиды кремниевой кислоты, кроме непосредственно образующего ве-



Состав пород Силоваяхинского проявления на диаграмме Mn-Si-(Fe+Mg+Ca).

1—4 — минеральные агрегаты марганцевых пород: 1 — родонит-пироксмангитовый, 2 — родохрозитовый, 3 — кварцевый, 4 — тефроит-аллеганитовый; 5 — фигуративные точки теоретических составов минералов

щества, входят тесно связанные с ним молекулы жидкой фазы и адсорбированные ионы, совместно образующие прочные комплексы сольватного типа. Вследствие этого, при седиментации таких коллоидов в состав коагулята включается и жидкая фаза. В случае гидротермальных коллоидов кремнезема, дисперсионной средой которых является содержащий марганец гидротермальный раствор, образующийся гель может иметь Si-Mn состав, и его дальнейшие преобразования могут приводить к образованию кристаллических соединений этих металлов, т. е. к формированию силикатов марганца. На возможность образования Mn-силикатов за счет раскристаллизации Si-Mn-геля указывалось и ранее [1, 2]. Именно такой протолит логично предположить и для силикатных ассоциаций исследуемых пород, наиболее ярким примером которых являются тефроит-аллеганитовые агрегаты. Подтверждением этой гипотезы являются и важные морфологические и текстурно-структурные особенности данных агрегатов: их округлая ступкоподобная форма, пелитовая размерность индивидов, наличие тонких трещинок синерезиса, которые обычно возникают при диагенезе водонасыщенной тонкодисперсной (коллоидальной) фракции осадка. Показателен и химический состав таких обособлений — примесь других (кроме Mn и Si) гидротермальных компонентов (Ba, Cl, S, B), при резко подавленном содержании элементов-индикаторов осадочного процесса (Al, Ca, Mg).

Начальной формой биогенного кремнезема является структурно неупорядоченный опал — основа скелета кремниевых организмов. Это твердый кремниевый гидрогель, образующийся при извлечении кремнезема организмами непосредственно из морской воды. Соответственно, жидкой фазой данных коагулятов является морская вода; с более низким содержанием примесных ионов, по сравнению с коллоидами, содержащими частицы гидротермального раствора. Захороненной формой такого кремнезема являются существенно кремниевые гели, и их дальнейшие трансформации будут направлены на структурное упорядочение кремнезема, с кристаллизацией кварца в качестве конечного продукта литогенеза. Если же процесс биогенной кремниевой седиментации протекает в участках интенсивной поставки и осаждения марганца, то накапливающиеся илы будут иметь Si-Mn-состав и состоять из смеси дисперсных Mn-оксигидроксидов, кремнезема (биогенного кремниевое геля) и фонового осадочного, в том числе органического вещества. Взаимодействие компонентов такого осадка при литификации определяется различными параметрами, в том числе и активностью углекислоты, ответственной за минеральные преобразования марганца. При высоких значениях данного параметра наиболее устойчивой его формой является родохрозит (см. выше). Протолит, содержащий дифференцированные седиментогенные формы Mn и Si, предполагается для родонитсодержащих ассоциаций изученных пород, следствием чего в их со-

ставе устойчив парагенезис родохрозит+кварц. Кристаллизация силикатов марганца в таких породах связана либо с участками локального дефицита углекислоты, либо, возможно, с примесью гидротермального геля кремнезема, способного на обменные реакции, сопровождающиеся образованием диагенетических силикатов. В изученных породах родохрозит-родонит-кварц-содержащие ассоциации обычно характеризуются массивной или линзовидной текстурой и мелкокристаллическим строением. Изредка в их составе устанавливаются реликты радиолярий, замещенные метаморфогенными минералами. Для этих же агрегатов характерны и повышенные концентрации Al, Ca, Mg, P — элементов-индикаторов осадочной примеси.

Таким образом, на основе анализа минеральных ассоциаций карбонатно-силикатных марганцевых пород Силоваяхинского проявления, мы предполагаем, что в формировании исходных рудоносных отложений принимает участие кремнезем различного происхождения. Участки породы, в которых развит парагенезис кварц+родохрозит, образовались в зонах обогащения илов биогенным кремнеземом. Образование силикатов марганца вероятно обусловлено примесью гидротермальной кремнекислоты, седиментогенной формой которой в рудоносном иле могут являться Si-Mn-гели.

Экстраполяция этих представлений на различные геологические обстановки марганцевого рудообразования подтверждает реалистичность предлагаемой модели. В составе большинства фанерозойских осадочных (слабометаморфизованных) месторождений преобладают карбонатные формы марганца (родохрозит, кутнагорит), а кремнезем присутствует в виде кварца. Марганцевые руды вулканогенно-осадочных разрезов, часто реконструируемые как приустьевые гидротермально-осадочные отложения (например, марганцевые месторождения Южного Урала), содержат разнообразные силикатные формы этого элемента [1, 2]. Эти примеры демонстрируют связь между минеральным составом залежи и ее близостью к гидротермальному источнику, что можно интерпретировать и как участие гидротермального кремнезема в формировании силикатных марганцевых минералов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 08-05-00415).

Литература

1. Брусницын А. И. Минералогия и условия метаморфизма марганцевых руд Южно-Файзулинского месторождения (Южный Урал, Россия) // Геол. рудных месторождений, 2006. Т. 48. № 3. С. 225—248.
2. Брусницын А. И. Минералогия метаморфизованных марганцевых отложений Южного Урала // Зап. РМО, 2009. № 5. С. 1—18.
3. Старикова Е. В., Завилейский Д. И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд Лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопроявлений Нижнесиловской группы) // Литол. и полез. ископаемые, 2010. № 3. С. 383—400.

ПРОЦЕССЫ НАФТОГЕНЕЗА, ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН)

А. Н. Кольчугин, В. П. Морозов, Э. А. Королев

Геологический факультет Казанского приволжского федерального университета, Казань
Anton.Kolchugin@KSU.ru

Согласно современным представлениям о пост-седиментационных изменениях [2, 3, 4] следует различать изменения региональные, связанные с литогенезом погружения осадочных толщ, и изменения локальные, наложенные на литогенез погружения. Первые захватывают большие объемы пород, равные осадочным бассейнам или их крупным частям. Их можно назвать *фоновыми*. Вторые реализуются на небольших площадях и приурочены к локальным участкам, например, нефтеконтролирующим структурам. Такие изменения здесь именуется *вторичными*.

Изучение нефтеносных карбонатных отложений турнейского и башкирского ярусов показало, что нередко в пределах нефтяных резервуаров реализуются определенные типы вторичных изменений, отличные от изменений, не связанных с участками нефтенакопления. Важно также отметить, что даже в пределах резервуаров, отличающихся, например, составом и подвижностью нефти, вторичные изменения, проявленные в них, также различны. Это касается и участков внутри одного резервуара, например, пород-коллекторов и пород зон водонеф-

тяных контактов. При этом вторичные изменения могут существенно отличаться как качественно, так и количественно. То есть они могут быть различными как по аутигенной минерализации или типам вторичного выщелачивания, так и по интенсивности проявления названных процессов. Наблюдения показывают, что кроме вертикальной неоднородности вторичных изменений в разрезах, нередко наблюдается и латеральная неоднородность, обусловленная различной интенсивностью преобразований даже в пределах разреза одной залежи. Например, от свода структуры к ее крыльям.

Изучение разрезов турнейского и башкирского яруса позволило выделить следующие типы вторичных изменений наложенного характера:

— селективное выщелачивание, проявляющееся в формировании равномерной кавернозности (выщелачиванию подвергается лишь микрит, цементирующий органические остатки);

— селективное выщелачивание, проявляющееся в неравномерном развитии вторичной кавернозности (при этом часть породы не подвержена выщелачиванию);

Таблица 1

Вторичные изменения и их интенсивность в пределах пород-коллекторов, нефти которых обладают различной подвижностью, и пород зон водонефтяных контактов

Типы вторичных изменений		Породы-коллекторы		Породы зон водонефтяных контактов
		С относительно подвижными нефтями	С относительно менее подвижными нефтями	
Выщелачивание селективное	Формирующее равномерно развитую кавернозность	+++	+++	++
	Формирующее неравномерно развитую кавернозность	–	–	++
Выщелачивание неселективное, формирующее крупные каверны		–	++	+++
Доломитизация	Образование доломита в виде примеси	– или +	++	+++
	Образование яснозернистых агрегатов	–	+	+++
Кальцитизация	Образование яснозернистых агрегатов	–	++	+++
	Крустификация	–	++	+++
Окремнение		–	–	++
Сульфатизация		+	+	+

Примечание. Крестиками в ячейках показана относительная интенсивность вторичных изменений известняков.

— неселективное выщелачивание, формирующее крупные каверны и каналы (выщелачиванию подвергаются все компоненты известняка);

— доломитизация, не диагностируемая под микроскопом, однако, надежно определяемая по данным рентгенографического анализа;

— кальцитизация и доломитизация в виде яснозернистых агрегатов вторичного доломита и кальцита (доломит и кальцит замещают все компоненты известняка либо выполняют пустоты);

— кальцитизация в виде крустификационного кальцита на стенках каверн;

— окремнение;

— сульфатизация.

Перечисленные типы вторичных изменений были сведены в таблицу, где указывается их относительная интенсивность в зависимости от положения в разрезе залежи, а также от состава нефти и ее подвижности в пределах резервуара (табл. 1).

Из данных таблицы следует, что в пределах залежей могут реализоваться, как различные, так и одинаковые изменения пород, имеющие, однако, различную интенсивность.

Из таблицы также следует, что, если вторичные изменения, диагностируемые в породах коллекторах с относительно подвижной нефтью и в породах зон водонефтяных контактов различаются существенно, то породы-коллекторы с относительно менее подвижными нефтями несут признаки тех и других.

Объяснение причин появления названных изменений, их интенсивности и положения в пределах изученных резервуаров невозможно без установления главных факторов, определивших возможность их реализации. Такими факторами явились: литолого-стратиграфический, геоструктурный, геофлюидный и геодинамический.

Литолого-стратиграфический фактор

Определяет неоднородность осадочных толщ, проявляющуюся в наличии потенциальных пород-коллекторов, плотных пород, пород-флюидоупоров.

Его роль в развитии вторичных изменений известняков проявляется, прежде всего, в том, что лишь один структурно-генетический тип известняков, среди изученных, имеющий определенную пространственную приуроченность в разрезах, может быть подвержен определенным вторичным изменениям. Такими вторичными изменениями являются выщелачивание, доломитизация, кальцитизация и окремнение. Они и определяют характер флюидонасыщенности и литогенетическую неоднородность строения разрезов.

Геоструктурный фактор

Изучение разрезов нефтяных залежей турнейского и башкирского ярусов показало, что имеется определенная зависимость между амплитудой нефтеконтролирующих структур и интенсивностью вторичных изменений пород, в том числе и выщелачивания, формирующего коллекторы нефти. Установлено, что наиболее интенсивно вторичные изменения проявлены в высокоамплитудных поднятиях и в большей степени в их сводовых частях. Тогда как в относительно малоамплитудных поднятиях их интенсивность меньше. Это свидетельствует о том, что наиболее интенсивно ток флюидов, вызывающих вторичные изменения известняков, осуществляется через высокоамплитудные поднятия.

Геодинамический фактор

Является тесно связанным с геофлюидным фактором. Под геодинамическим фактором, контролирующим вторичные изменения и флюидонасыщенность карбонатных пород, в работе понимаются процессы, связанные с особенностями формирования и изменения во времени структурно-тектонического плана изучаемого региона. Рассмотрение геодинамического фактора является необходимым для понимания процессов флюидомиграции в истории развития бассейнов породообразования. Считается, что заложение современного структурно-тектонического плана Волго-Уральской антеклизы началось в послепермское время, в связи с чем уве-

Таблица 2

Стадийность вторичных изменений в породах-коллекторах и породах зон водонефтяных контактов

Типы вторичных изменений			Стадийность	
			Формирование коллекторов	Разрушение залежей и формирование зон водонефтяных контактов
Выщелачивание	Селективное	Формирующее равномерную кавернозность		
		Формирующее неравномерную кавернозность		
	Неселективное	Формирующее крупные каверны		
Доломитизация		Образование доломита в виде примеси в известняках		
		Образование яснозернистых агрегатов		
Кальцитизация	Образование яснозернистых агрегатов			
	Крустификация			
		Окремнение		
		Сульфатизация		

личилась и геодинамическая напряженность региона, что на наш взгляд в итоге вызвало активизацию элизионной гидрогеологической стадии развития бассейна породообразования. Это предопределило развитие процессов нефтегенерации и формирование залежей нефти, а также реализацию определенных типов вторичных изменений, связанных с формированием, а впоследствии и разрушением резервуаров нефти.

Геофлюидный фактор

Как видно в табл. 2, вторичные изменения в породах-коллекторах происходят раньше, чем в породах зон водонефтяных контактов. Однако и те и другие реализуются на элизионной гидрогеологической (геофлюидной) стадии развития бассейна породообразования или, по А. А. Карцеву и С. Б. Вагину, в результате формирования элизионных термодегидратационных систем [1]. То есть и процессы формирования и разрушения залежей нефти в отложениях турнейского и башкирского ярусов связаны с элизионным гидрогеологическим режимом развития изучаемого региона. При этом зоны водонефтяных контактов в пределах изученных резервуаров следует относить именно к разрушенным частям залежей, поскольку эти зоны характеризуются присутствием выдержанных интервалов пород с окисленной до битума нефтью. При этом здесь же наблюдается интенсивное развитие вторичной аутигенной минерализации, а также присутствие каверн неселективного выщелачивания. Неравновесность условий в таких зонах, вызванная биохимическими реакциями на контакте воды и нефти, способствует развитию несвойственных породам-коллекторам вторичных изменений, что отражено в табл. 1. Схожесть вторичных изменений в зонах водонефтяных

контактов и в породах-коллекторах с высоковязкой нефтью говорит о сходстве факторов изменения.. Учитывая меньшую интенсивность названных изменений в коллекторах с высоковязкой и тяжелой нефтью, мы считаем, что такие залежи следует считать частично разрушенными.

Обобщив сказанное, следует отметить, что литолого-стратиграфический и геоструктурный факторы определяют лишь локализацию определенных типов вторичных изменений, тогда как геодинамический и геофлюидный определяют возможность, а также последовательность реализации выявленных вторичных изменений известняков: от процессов выщелачивания на этапе формирования коллекторов, до процессов кальцитизации, доломитизации и окремнения на последующей стадии формирования зон водонефтяных контактов и процессов разрушения залежей.

Такой подход к изучению карбонатных нефтеносных отложений Татарстана позволяет рассматривать их как развивающиеся во времени и пространстве объекты, отражающие геодинамическую и геофлюидную эволюцию бассейна породообразования.

Литература

1. Карцев А. А., Вагин С. Б., Шугрин В. П. Нефтегазовая гидрогеология. М.: Недра, 1992. 208 с.
2. Морозов В. П., Королев Э. А., Кольчугин А. Н. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. Казань: ПФ Гарт, 2008. 187 с.
3. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю. Г. Леонова, Ю. А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
4. Ятаскерт О. В. Основы учения о литогенезе. Учеб. пособие. М.: МГУ, 2005. 379 с.

ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Т. А. Коровина, Е. П. Кропотова

ТО «СургутНИПИнефть», Тюмень; *Korovina_TA@surgutneftegas.ru*

Толщина осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в среднем составляет 3000 м, увеличиваясь в к северу до 8000—10000 м. Большинство разведочно-поисковых и эксплуатационных скважин вскрыли чехол в пределах 3000 м (единичные скважины на севере плиты вскрыли осадочный чехол до 4000—4800 м); эти толщи с подавляющим развитием терригенных коллекторов считаются основным местоположением залежей углеводородного сырья. Аргиллитизация глин происходит на глубине 2100—2300 м. Равномерно, по мере захоронения и погружения осадка на глубину, в нем происходят различные процессы преобразования в зависимости от условий среды. Для коллекторов Западно-Сибирской низменности основные преобразования сводятся к уплотнению под действием геостатического давления, аутигенному минералообразованию, процессам выщелачивания и замещения. Рассмотрим влияние некоторых из этих процессов на коллекторские свойства продуктивных пластов неокома Западной Сибири.

1. Изучением процессов изменения коллекторских свойств продуктивных пластов с глубиной под действием геостатического давления занимались многие исследователи (Шишигин С. И., Ирбэ Н. А., Пих Н. А. и мн. др.). Для пород неокома наблюдается плавное ухудшение коллекторских свойств с глубиной, которое более заметно для глинистых коллекторов (с содержанием глинистого цемента более 10—15 %). Однако кривая, характеризующая ухудшение коллекторских свойств, имеет вид параболы, отражающей процесс замедления изменения фильтрационно-емкостных свойств пород начиная с глубины 1800—2000 м. Ниже для многих разрезов коллекторские свойства в какой-то мере стабилизируются, несмотря на то, что геостатическое давление растет. Дело в том, что, начиная с этой глубины, особенно заметно влияние процессов эпигенеза в коллекторах, и с глубиной эпигенез пород нарастает.

2. Наиболее существенно влияют на коллекторские свойства процессы карбонатизации пород. Существует несколько точек зрения на генезис углекислоты в пластах. Наиболее распространенная и наименее спорная заключается в том, что CO_2 отжимается из глин, тем более, что, как известно, глины, как правило, обогащены органическим материалом. Однако в настоящее время все большую популярность приобретает гипотеза глубинного происхождения CO_2 . Как бы то ни было, карбонатизация песчаников на первых этапах развития процесса оказывает неоднозначное влияние на их коллекторские свойства. С одной стороны емкость коллектора несколько уменьшается, но с другой — укрепление скелета породы препятствует дальней-

шему ее уплотнению. При содержании карбонатного цемента более 15—20 % на породу, она, как правило, перестает быть коллектором, теряя свою пористую емкость. Вместе с тем, с увеличением карбонатизации увеличивается хрупкость породы, и появляется возможность образования трещинной емкости и проницаемости, поэтому при благоприятных условиях (тектоника, геодинамические напряжения и т. п.) порода вновь становится трещиноватым коллектором. Нередко именно карбонатизация способствует сохранению коллекторов на больших глубинах. Так, в ачимовских клиноформенных залежах Уренгоя по периферии клиноформ образуется так называемый карбонатный барьер, запечатывающий клиноформенную линзу как в скорлупу. В результате внутри линзы идут своеобразные процессы, способствующие недоуплотнению пород и сохранению емкостных свойств коллектора. Например, запечатывание ведет к формированию аномальных пластовых давлений внутри линз (за счет прекращения или затруднения оттока поровых флюидов) и нередко контролирует блоковое строение залежи с разными температурами и давлениями внутри блоков. Под воздействием тектонических напряжений перегородки между блоками могут растрескиваться, приводя к выравниванию термобарических условий и образованию трещино-поровых коллекторов.

3. В периоды диагенеза и раннего эпигенеза происходят и другие изменения в осадке и осадочной породе. Большое значение имеет появление хлоритового пленочного цемента в песчаниках, взамен гидрослюдистых глинистых минералов, принесенных в процессе свала и в значительной мере вымытых из осадка под воздействием подводных течений. Зачастую хлоритовые пленки имеют крустификационную структуру (при повышенной магнетиальности хлорита), что играет неоднозначную роль при формировании коллектора. Конечно, крустификационный хлорит значительно усложняет структуру пустотного пространства и ведет к повышению водоудерживающих свойств породы. Но с другой стороны, «щеточки» хлорита способствуют недоуплотнению пород и сохранению емкости в коллекторе. Этим нередко объясняют относительно высокие пористости коллекторов при очень низких значениях проницаемости. Кроме того, развитие крустификационной хлоритовой цементации чаще всего свидетельствует об относительной геодинамической активности среды.

4. В более спокойных геодинамических обстановках в породе образуется аутигенный каолинит. При одновременном поступлении в ловушку углеводородов образуются органокаолинитовые комплексы, повышающие гидрофобные свойства пород-

коллекторов. Кроме того, каолинит активно замещает обломки полевого шпата и эффузивов, особенно основного состава, что ведет к повышению общей глинистости пород. Последнее влияет на водоудерживающую способность породы и в результате на ее фильтрационно-емкостные и электрические свойства. Поэтому при интерпретации электрических и радиоактивных методов геофизических исследований скважин необходимо учитывать не только глинистую цементацию, но и степень замещения обломков каолинитом.

5. Широко распространены в коллекторах неоминеральные процессы регенерации обломков кварца, реже полевых шпатов. Регенерация кварца, как и другие неоминеральные образования, развиваясь в пустотном пространстве коллектора, без сомнения, уменьшает его емкость и усложняет структуру порового пространства. Но в определенных условиях на ранних стадиях развития регенерация может привести и к положительным результатам. Так, во многих продуктивных пластах заполнение ловушек углеводородами приостановило регенерационные процессы на стадии образования тонкой регенерационной пленки на поверхности зерен. Эта пленка свежего кварца сгладила поверхности зерен и повысила их гидрофобные свойства. В результате резко снизилась водоудерживающая способность пород, что привело к уменьшению содержания остаточной воды в коллекторе. В таких пластах наблюдается увеличение значений эффективной пористости, даже в тех случаях, когда значения открытой пористости уменьшились из-за тех же регенерационных процессов. Этот положительный эффект от слабой регенерации усиливается еще и тем, что скелет породы становится более прочным (регенерация, как правило, в первую очередь происходит в тонких поровых каналах и на стыках зерен), что способствует недоуплотнению пород с глубиной. Впрочем, на более поздних этапах, регенерация зерен может привести к полной утрате породой коллекторских свойств, агрегируя и консолидируя терригенный материал песчаников.

6. Интересное явление наблюдается в некоторых нефте-газонасыщенных пластах группы БТ неоминерального возраста, прослеживаемых на глубинах 2600—3500 м. Некоторые продуктивные горизонты в пределах этих глубин обогащены пятнистой цеолитовой минерализацией. Учитывая масштабы распространения, морфологические особенности и вторичность процессов цеолитизации, можно сделать уверенное предположение об ее эпигенетическом характере (фация регионального эпигенеза по А. Г. Коссовской [2]). По данным рентгеноструктурного анализа цеолит диагностируется как ломонтит с примесью томпсонита, причем появление последнего скорее всего связано с процессами, происходящими на древних водонефтяных контактах, — в тех случаях, когда в этих зонах накапливается железо. Не останавливаясь на подробностях механизмов цеолитизации, отметим, что в силу специфических физико-химических и микроструктурных характеристик цеолитов, влияние их на коллекторские свойства весьма существенно, хотя тоже неодно-

значно. Неоднозначность в первую очередь обусловлена тем, что цеолит ухудшает фильтрационно-емкостные характеристики пород, но развивается, в основном, в лучших коллекторах. Способность цеолитов адсорбировать большое количество воды, и аномальные свойства этой так называемой «цеолитовой воды» диктуют применение особых методов исследования фильтрационно-емкостных и электрических свойств цеолитоносных пород. Интерпретация геофизических методов исследования в скважинах, тоже требует учета цеолитовой компоненты. Было установлено, что поведение «цеолитовой воды» в продуктивной и водонасыщенной зонах залежи различно. В первой она ведет себя как дистиллят, т. е. понижая электрическую проводимость пород, то во второй — участвуя в катионном обмене с поровой водой, она понижает электрическое сопротивление последней, искажая показатели электрического каротажа.

7. Особое внимание стоит обратить на вторичные процессы, которые наблюдаются в зонах древних и современных ВНК. В свое время этими вопросами активно занимался Р. С. Сахибгареев [1] и его последователи. Было показано, что в зонах ВНК порода попадает в условия аномально высокого окислительного потенциала, где в качестве окислителя выступают органические кислоты и альдегиды. В таких условиях активно происходят самые разнообразные процессы, приводящие к растворению одних минералов и образованию других. О некоторых из этих процессов мы уже упоминали (образование томпсонита, карбонатизация, растворение и осаждение кремнезема). Считается, что главными индикаторами древних ВНК являются карбонатные минералы, регенерация и растворение кварца, смена железистого хлорита магнезиальным и повышенная битуминизация пород. Все эти явления широко распространены в продуктивных пластах Западной Сибири. Более того, именно эти индикаторы выявляют многоэтапный, пульсационный характер заполнения ловушек углеводородами. В пределах пласта, как правило, наблюдается несколько зон древних ВНК. Нередко вновь образованные минералы растворяются, выносятся за пределы залежи и образуют новые ареалы осаждения. По этим процессам можно судить о характере протекающих процессов в пластах и их влиянии на коллекторские свойства.

Перечисление вторичных процессов преобразования терригенных коллекторов Западной Сибири можно было бы продолжить разнообразными процессами замещения, гидратации, выщелачивания отдельных минералов. Все это говорит о том, какой сложный путь проходят породы в процессе литогенеза, оставляя для исследователей метки, по которым можно судить о сложном (разнонаправленном) характере влияния эпигенеза на коллекторские свойства продуктивных пластов.

Литература

1. Сахибгареев Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 268 с.

2. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. Литол. и полез. ископаемые, 1975. № 2. С. 23—44.

3. *Коровина Т. А.* Типоморфизм глинистых минералов в зоне взаимодействия пород-коллекторов с углеводородами залежи по данным структурных, морфологических и физико-химических исследований: X Всесоюз совещ. по рентгенографии минерального сырья. Тез. докл. Тбилиси, 1986. С. 117.

4. *Коровина Т. А., Кропотова Е. П.* Влияние цеолитизации на определение емкостных свойств пород про-

дуктивных пластов мегийонской свиты месторождений севера Тюменской области. // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве: Науч.-практ. конф. тез. докл. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 190.

5. *Коровина Т. А.* Определение зон вторичных изменений пород осадочных комплексов по данным рентгенодифрактометрического исследования силикатов // XI Всесоюз. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Тез. докл. Миасс, 1989. С. 190.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ТУЛЬСКО-БОБРИКОВСКОГО ВОЗРАСТА В ЭРОЗИОННЫХ ВРЕЗАХ

Э. А. Королев, В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин, Г. А. Кринари

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань; *Edik.Korolev@ksu.ru*

Эрозионные врезы визейского возраста на территории Волго-Уральской антеклизы являются широко распространенными образованиями на склонах Южно-Татарского свода и на восточном борту Мелекесской впадины. В рельефе поверхности турнейского яруса они представляют собой узкие (0.2—3 км) линейно вытянутые впадины, протяженностью 30—40 км и более. Среднее заглубление относительно кровли турнейского яруса составляет 25—30 м. При таких амплитудах размывов из состава турнейского яруса нередко полностью выпадают кизеловско-черепетская часть разреза и бобриковский терригенный комплекс залегает на денудационной поверхности упинского горизонта. В результате перестройки структурного плана центральной части Волго-Уральской антеклизы отдельные участки эрозионных врезов оказались приуроченными к сводам или крыльям поднятий, сформировавшихся в позднепермское время. При этом на положительных структурах образовались своеобразные литологические «окна», создающие возможности для вертикальных перетоков эрозийных вод. В период нефтенакпления через них шла миграция углеводородсодержащих флюидов, что привело к образованию в вышележащих породах продуктивных нефтяных залежей. Участки эрозионных врезов, приуроченные к положительным нефтеносным структурам, также стали нефтеносными.

Различные этапы геологического развития эрозионных врезов не могли не отразиться на структурно-вещественных характеристиках слагающих их пород. Учитывая это, в рамках работы предпринята попытка по литолого-минералогическим данным поэтапно реконструировать события, предшествовавшие нынешнему состоянию нефтеносных песчаников.

Первый этап условно можно назвать «седиментационно-диагенетическим». В это время шло заполнение врезов отложениями фаций руслового аллювия, среди которых преобладали различные по размерности и степени сортировки пески. Мощность песчаной толщи могла составлять от 5 до 25 м в зависимости от пространственного положения участка палеовреза относительно базиса эрозии визейского времени. Изучение шлифов показало, что песчаники эрозионных врезов на 98—99 % сложены зёрнами кварца (0.1—0.5 мм), на 1—2 % — обломками ортоклаза, альбита, чешуйками мусковита и хлорита. Псаммитовые обломки в различной степени окатаны, приближаясь по форме к изометричным. При седиментации такая их форма обеспечивала наличие зазоров между соседними минеральными зёрнами, создавая высокую пористость осад-

ков. В тонкодисперсной компоненте песчаников и перекрывающих глинистых пород доминирует каолинит с примесью аллотигенного мусковита и иллит-смектитовых смешанослойных фаз. Ярко выраженная гумидная обстановка, для которой характерны лишь слабо минерализованные пресные поверхностные и подземные воды, обусловила отсутствие существенной синседиментационной цементации осадков.

В тульский век начался **новый этап** трансгрессивного развития существовавшего в то время эпиконтинентального бассейна. Песчаные палеоврезы перекрывались морскими глинистыми отложениями, при этом их поровое пространство, очевидно, было заполнено минерализованными морскими водами, что наблюдается в настоящее время в отложениях Берингова моря [1]. В этих условиях обычно быстро достигается пересыщение растворов по кальциту, что приводит к карбонатной цементации пород. Участие морских вод в формировании кальцита подтверждено данными метода электронного парамагнитного резонанса. На ЭПР спектрах образцов тульско-бобриковских известковистых песчаников отмечаются линии, принадлежащие ионам Mn^{2+} , изоморфно замещающего Ca^{2+} в кальците цемента. Концентрация марганца составляет порядка 0.5—1.5 %, что характерно для карбонатов, образовавшихся в прибрежно-морских обстановках. При погружении пород на 900—1200 м, цемент мог испытывать только перекристаллизацию, участками корродируя зёрна кварца. Приобретенные на стадии погружения литологические особенности псаммитовых пород вероятнее всего просуществовали до прихода в толщу углеводородсодержащих флюидов. Несжимаемый минеральный остов, устойчивый к внешним воздействиям, препятствовал дальнейшим преобразованиям структуры, а медленная метаморфизация захороненных морских вод вплоть до замещения их хлоридно-натриевыми и хлоридно-кальциевыми рассолами, оказалась не в состоянии сформировать свою собственную цементацию.

Следующий этап геологической истории можно назвать «флюидодинамическим». В это время через песчаники эрозионных врезов шла восходящая миграция содержащих CO_2 растворов, возникших при биохемотропном окислении углеводородов в лежащих ниже пластах. Наиболее достоверными следами восходящей миграции кислых растворов, по-видимому, можно считать выщелачивание карбонатного цемента: все изученные нефтеносные песчаники палеоврезов характеризуются полным отсутствием исходной кальцитовый минерализации. В результате растворения цемента породы значи-

тельно улучшили свои коллекторские свойства и приобрели рыхлую структуру. В некоторых случаях упаковка обломочных зерен оказалась настолько разуплотненной, что песчаный керн рассыпается при подъеме на поверхность. Именно наличие столь специфичной структуры на глубинах ~1 км на наш взгляд свидетельствует о выносе из песчаников существенной части их объема. В свою очередь наличие у некоторых кварцевых зерен следов коррозии в виде зазубренных изъеденных краев указывает на карбонатный состав выщелоченной компоненты. В процессе миграции кислых растворов, очевидно, имела место деструкция полевых шпатов, что предопределило их весьма незначительное содержание в породе [2]. По-видимому, восходящая миграция агрессивных флюидов происходила не сплошным фронтом, а в виде отдельных языков внедрения. На это в частности указывают открытые вертикальные каналы растворения в песчаниках протяженностью до 2 см. В конечном счёте, таким путём был сформирован высокопористый коллектор.

Очередной этап преобразования песчаников связан с биокосными процессами, происходящими в зонах временных водонефтяных контактов (ВНК). За счет метаболитов пластовой микрофлоры шло частичное разложение исходных силикатов. В итоге раствор обогащался, кроме щелочных катионов, которые повышали величину pH, подвижными формами кремнезёма и глинозёма, что приводило к последующему преобразованию структуры и минерального состава вмещающих пород. Поэтому этап можно назвать «биокосно-метасоматическим». В пределах области ВНК формировался возобновляемый источник углекислого газа. Появление HCO_3^- в хлоридно-кальциево-натриевых рассолах, с которыми пришли углеводороды, обуславливало выпадение вблизи ВНК вторичных карбонатов. Аутигенный кальцит заполнял поровое пространство песчаных коллекторов, образуя густиковый цемент и маркируя область диффузионного смешения гидрокарбонат-ионов с исходным раствором, содержащим ионы Ca^{2+} . Взамен утраченного цемента порода приобрела новый — кремнеземистый. В отличие от первичного, он не имеет широкого объемного распространения, чем и обусловлена низкая механическая прочность разуплотненных песчаников. Кремнеземистый цемент встречен лишь на контактах между близко расположенными кварцевыми зёрнами. В зависимости от конфигурации соприкасающихся поверхностей аллотигенной компоненты он может быть точечным, либо цементом прилегания. Первый возникал в точках касания выпуклых сторон соседних обломков, второй, — в местах плотного соприкосновения прилегающих друг к другу боковых сторон зерен с выпукло-вогнутыми контактами конформного приспособления. Помимо рассмотренного контактового цемента аутигенный кремнезем в породах формирует регенерационные каемки вокруг кварцевых зерен. Анализ шлифов показывает, что области развития контактов регенерационного роста и конформного приспособления кварцевых зерен служат своего рода «очагами» образования агрегатных сростков, вокруг которых

впоследствии формируются крупные кластерные обособления. Размер кластеров в значительной мере определяет кристаллографическая ориентировка близко расположенных кварцевых зёрен. При относительном совпадении определенных кристаллографических направлений вероятность срастания соседних обломков существенно выше. Поэтому в крупных кластерных агрегатах все индивиды имеют близкие углы погасания.

Учитывая сказанное, постседиментационное преобразование структур песчаников эрозийных врезов можно представить следующим образом.

Пришедшие углекислотные растворы, образуя фронтальную часть водонефтяных флюидов, последовательно снизу вверх стали выщелачивать кальцитовый цемент. При этом в области взаимодействия агрессивных флюидов с карбонат содержащей породой периодически менялась величина pH среды. Кислые растворы, растворяя цемент песчаников, насыщались ионами Ca^{2+} , что приводило к их защелачиванию и повышению pH. В щелочной среде активизировался процесс растворения кварцевых зерен, часть вещества которых диффузионно мигрировала в зону пониженных концентраций.

При следующем закислении относительно подвижный в щелочной среде кремнезём выпадал из слабо насыщенных по нему растворов в области контактов между частицами кварца, где за счёт более высокой концентрации создавались необходимые условия для достраивания кристаллической решетки кварца с образованием регенерационных каёмки, либо появления опал-халцедоновой фазы вокруг его зерен. Тот или иной механизм фиксации кремнезема, по-видимому, определялся степенью насыщения порового раствора по опал-халцедону. При низкой концентрации ортокремниевой кислоты (HSiO_3^-) преобладала регенерация кварца, при более высокой — шло отложение самостоятельных полуморфных фаз кремнезёма на затравках.

Однако одним этим механизмом трудно объяснить достижение необходимых высоких значений pH лишь за счёт внедрения элизонных вод и растворения кальцита. Кроме того, известны случаи заполнения всего пространства пор аморфным опалом при отсутствии видимой коррозии зёрен кварца. Не исключено, что важную роль в таких явлениях играли продукты биокосных процессов. Кроме щелочей они насыщали воды кремнезёмом и глинозёмом не только в виде истинных, но и коллоидных растворов с противоположным зарядом мицелл. Их локализация на геохимических барьерах в одном объёме порового пространства приводила к сокоагуляции, сопровождаемой быстрым выпадением опаловых фаз. Кроме того, появление и развитие сульфатредуцирующих анаэробных микробов, продуктом жизнедеятельности которых является сероводород, сопровождалось пиритовой минерализацией. В зонах ВНК биогенный пирит метасоматически замещает образованные ранее кальцитовые агрегаты, постепенно наследуя их форму. Замещение начинается с зарождения группы фрамбоидов, которые, постепенно сливаясь друг с другом, разъедают карбонатный цемент. По мере укрупнения

пиритовых агрегатов в них начинают идти процессы перекристаллизации с образованием пластинчатых кристаллов. При длительном развитии метасоматоза формируется один более крупный монокристалл, содержащий включения реликтов изъеденных кварцевых зерен.

При анализе состава терригенной компоненты врезов обращает на себя внимание факт отсутствия или незначительного содержания в песчаниках полевых шпатов, в то время как в глинистых алевролитах и аргиллитах тульско-бобриковского возраста обломков альбита, микроклина и ортоклаза достаточно много. Кроме того, наблюдается следующая тенденция: в покрывках исходно водоносных песчаных пластов КПШ много больше альбита, а над продуктивными нефтеносными песчаниками микроклин пропадает полностью, содержание ортоклаза резко снижается, неизменным сохраняется только альбит, который становится доминирующей алюмосиликатной фазой. Одновременно в глинистой компоненте покрывок над нефтеносными или вторично обводнёнными пластами почти нацело исчезает каолинит, и появляются довольно редкие упорядоченные смешанослойные фазы, близкие к тосудиту (1:1 хлорит-диоктаэдрический вермикулит) вместе с 1:1 мусковит-судоитом (хлоритом диоктаэдрическим). Объяснением служат различия устойчивости силикатов к биокосному разложению [3]: альбит устойчивее ортоклаза, поскольку биокоснозу нужен K^+ , а не Na^+ ; за счёт наличия водородных связей каолинит разлагается быстрее остальных силикатов. Мобилизованный глинозём, перемещаясь путём диффузии в слабо проницаемых породах, замещает «бруситовые» сетки в структуре хлорита и межслоевые промежутки в слоистых силикатах типа 2:1 на «гипсбитовые». Процесс диоктаэдризации глинистой компоненты пород-покрывок служит критерием экранирующих свойств покрывок и наличия нефти.

Выщелачивание на заключительной фазе сменяется **этапом нефтенакопления**, хотя эти процессы по времени частично накладывались друг на друга, что и создавало условия для активизации пластовой микрофлоры. Одновременное их протекание с самого начала представляется едва ли возможным,

поскольку эмульгированные углеводороды в этом случае могли, адсорбируясь на гидрофобизованной ими поверхности твердой фазы, блокировать выщелачивание карбонатного цемента и отложения новообразований кремнезёма. Период после завершения нефтенакопления не мог сопровождаться какими-либо существенными изменениями минерального состава и структуры песчаников, поскольку остаточные воды коллекторов быстро насыщаются по всем компонентам, блокируя все химические реакции.

На ряде нефтеносных структур зерна песчаников эрозионных врезов несут следы хрупкой механической деформации. Обычно они проявляются в виде частых, пересекающихся между собой внутризерновых трещинок, выполненных углеводородами. Как правило, зоны повышенной трещиноватости приурочены к активным разломам, вдоль которых происходят подвижки блоков земной коры. Учитывая, что и развитие речных палеодолин осуществляется вдоль подобных разломных зон, можно рассматривать появление у песчаников хрупкой деформации в качестве геологического признака активизации древних разломов. Скорее всего, подобные подвижки в свое время способствовали приходу в эрозионные врезы как агрессивных водонефтяных флюидов, так и самой нефти.

Таким образом, в формировании продуктивных песчаников везейских эрозионных врезов выделяются три основных этапа структурно-вещественных преобразований, которые задают как накопление нефти, так и стадийность развития Волго-Уральского осадочного бассейна.

Литература

1. Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Берингова моря // Докл. АН СССР, 1958. Т. 118. № 4. С. 767—770.
2. Сахибгареев Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.
3. Кричари Г. А., Шинкарёв А. А., Гиниятуллин К. Г. Абиогенная и биогенная деградация минералов: различия, механизмы и практические приложения // Зап. РМО, 2005. № 1. С. 18—32.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УСИНОКУШШОРСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. В. Мезрина

ООО ТП НИЦ «Нефтегаз», Ухта; *Marysaym@mail.ru*

Усинокушшорское месторождение расположено в южной части Хоседаюского вала, который является внешней (северо-западной) зоной гр. Чернышева и представляет собой приподнятый тектонический блок, осложненный нарушениями (рис. 1).

Нефтяная залежь в отложениях силура открыта поисковой скв. 21, пробуренной в сводовой части основного блока Усинокушшорской структуры. Продуктивными являются карбонатные образования гердьюского горизонта верхнего силура.

Строение гердьюского горизонта на Усинокушшорской площади изучено на основании палеонтологических, литологических и геофизических данных в скважинах, охарактеризованных керном. Гердьюская толща представлена карбонатными, глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми осадками мелководного шельфа. Проанализирован состав пород по петрографическим шлифам, выделены литотипы и прослежены закономерности их распределения как по разрезу, так и по латерали.

За основу для выделения литотипов были выбраны наиболее характерные признаки: наличие органических фито- и зооостатков, количество и содержание терригенного материала, изменение первичного осадочного материала процессами: перекристаллизации, доломитизации, сульфатизации, выщелачивания. Постседиментационные изменения, особенно доломитизация, затрудняют определение генетической принадлежности первичного

осадка. О вторичном происхождении свидетельствуют плотно прилегающие зерна преимущественно неправильной формы, зазубренные извилистые контуры, не создающие четкой границы между зернами, остаточные комки микрозернистого кальцита и перекристаллизованные органические остатки, а также известковые микровключения в зернах доломита [2].

В результате исследований в составе гердьюского горизонта Усинокушшорской площади были выделены следующие литотипы: доломиты вторичные, образованные по водорослевым известнякам, доломиты вторичные, образованные по органогенным известнякам, известняки органогенно-детритовые, известняки водорослево-детритовые, мергели.

1. *Доломиты вторичные, образованные по водорослевым известнякам тонко-мелкозернистые, неравномерно глинистые (от 2 до 10—15 %), кальцитизированные, с зернами кварца алевритовой размерности (от 3—5 до 7—12 %), в различной степени пиритизированные (до 1—3 %).* Встречаются единичные реликты органогенного детрита. Порода трещиноватая со стилолитовыми швами, с унаследованными и вновь образованными пустотами выщелачивания. Основная масса сложена зернами доломита ромбической, реже неправильно ромбической формы, частично замутненными пылевой примесью глинистого состава. В некоторых образцах видна первичная водорослевая структура, обус-



Рис. 1. Выкопировка из карты тектонического районирования

ловленная неодинаковой загрязненностью зерен доломита, за счет чего образуется узорчатая теневая структура. В некоторых образцах наблюдается тонкая, одинаково ориентированная слоистость, сходная со строматолитовой (чередование темных, микротонкозернистых и мелкотонкозернистых слоев, не всегда выдержанных по толщине, без резких границ). В единичных образцах отмечены образования, напоминающие фенестры.

2. *Доломиты вторичные, образованные по органическим известнякам*, тонко-мелкозернистые, слабо известковистые, в различной степени глинистые (до 15 %), слабо алевритистые, пиритизированные, трещиноватые. Встречаются теневые контуры и сохранившиеся органические остатки, представленные обломками створок брахиопод, остракод, члениками криноидей. Некоторые органические остатки выполнены кальцитом (криноидеи). Количество узнаваемого органического детрита составляет от 20 до 35 %.

3. *Известняки органично-детритовые*. Основной составной частью являются целые и разрушенные остатки организмов (35—50 %) без следов окатанности, среди которых доминируют раковинки остракод, несколько в меньшем количестве присутствуют гастроподы, членики криноидей, встречаются обломки створок брахиопод. В некоторых образцах отмечены редкие фрагменты фитообразований (до 3—5 %). Цементом служит тонкозернистый кальцит с примесью глинистого материала (до 10—15 %), распределенного неравномерно. Тип цемента чаще всего базальный и порово-базальный. Известняки глинистые (до 10—15 %), слабо алевритистые, неравномерно перекристаллизованные, в различной степени доломитизированные, трещиноватые, стилолитизированные.

4. *Известняки водорослево-детритовые* сложены целыми и разрушенными раковинками остракод, гастропод, криноидей, реже встречаются обломки брахиопод, трилобитов, мшанок, кораллов, с фрагментами фитообразований (сине-зеленые с мелкогустковой структурой, трубчатые водоросли с кальцитово-прозрачной стенкой). Размеры биокластов варьируют в пределах 0.15—2.7 мм. Неразрушенные органические остатки достигают размеров 2.5—3 мм (по длинной оси). Цементом служит тонкозернистый (иловый) кальцит с примесью глинистого материала (до 10—15 %), в редких прослоях присутствуют зерна обломочного кварца алевритовой и мелкоалевритовой размерности (не более 3—5 %). Тип цемента чаще всего базальный и порово-базальный.

5. *Мергели доломитово-известковистые*, пиритизированные, с небольшой примесью алевритовых обломочных зерен, со стилолитоподобными трещинками, выполненными темно-серой глиной. Порода неравномерно пигментирована бурым органическим веществом.

В пределах мелководно-шельфовой зоны моря выделены две фациальные подзоны. Первая — преимущественно карбонатного осадконакопления, приуроченная к сводовой части Усинокушшорской структуры. Верхнесилурийский разрез этой подзо-

ны представлен преимущественно доломитами, образованными по водорослевым известнякам (отложения охарактеризованы по данным скв. 22-Усинокушшорская) (рис. 2). Формирование осадков в пределах этой подзоны, происходило, вероятно, на отмели, в седиментации наиболее активно участвовали водоросли. На остальной территории предполагается распространение отложений второй фациальной подзоны — глинисто-карбонатного и карбонатно-глинистого осадконакопления. Литотипы пород, характерные для разреза этой подзоны, — доломиты замещения по водорослевым и органично-детритовым известнякам, известняки водорослевые и органично-детритовые, а также доломитовые мергели (литотипы этой подзоны изучены в скв. 1-Усинокушшорская). В седиментации принимали участие, помимо водорослей, разнообразные морские организмы. Циклическое строение гердьюской толщи обусловлено непродолжительными изменениями относительного уровня моря, а латеральное замещение карбонатных пластов на более глинистые — морфологией дна седиментационного бассейна.

Осадконакопление в гердьюское время на исследуемой территории происходило в обстановке верхней сублиторали (ниже уровня самого низкого отлива). Для фации сублиторали характерно обилие и разнообразие водорослей и нормального морского бентоса: кораллов, строматопор, криноидей, брахиопод, гастропод. В разрезе это проявилось в широком развитии толстослоистых илово-зернистых, пеллетово-водорослевых, пеллоидно-биокластовых (вторичных) доломитов. Реже встречаются детритовые известняки. Особенностью является интенсивная сплошная доломитизация осадков в раннем диагенезе. Вторичные изменения в карбонатных отложениях верхнего силура, проявились, прежде всего, в интенсивности доломитизации, развивавшейся по водорослевым известнякам в пределах подзоны преимущественно карбонатного осадконакопления. Менее затронуты вторичными преобразованиями гердьюские породы в пределах подзоны глинисто-карбонатного и карбонатно-глинистого осадконакопления. К практически безглинистым карбонатным пластам, сложенным доломитами замещения по водорослевым известнякам, в продуктивных скважинах приурочены эффективные нефтенасыщенные мощности.

Автор выражает благодарность инженеру I категории С. В. Комайгородской за помощь, оказанную при изучении петрографических илифтов.

Литература

1. Киркинская В. Н., Смехов Е. М. Карбонатные породы — коллекторы нефти и газа. Л.: Недра, 1981. 255 с.
2. Максимова С. В., Полонская Б. Я., Розонова Е. Д. Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: ИГиРГИ, 1975. 58 с.
3. Полонская Б. Я., Розонова Е. Д. Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 1975. 100 с.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ

С. В. Шадрина¹, И. Л. Крицкий¹, А. Р. Котельников², А. М. Ковальский²

¹ ТО СургутНИПИнефть, Тюмень

Shadrina_SV@oao.surgutneftegas.ru

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

kotelnik.@iem.ru

Известно, что в пределах гидротермальных систем под действием вод различной температуры, характеризующихся разными кислотно-щелочными свойствами и химическим составом, породы испытывают значительные преобразования минерального состава и структуры порового пространства, в результате которых существенно, а в некоторых случаях радикально меняются их петрофизические, в частности коллекторские, свойства.

Объектом исследования была вулканогенная толща, слагающая верхнюю часть фундамента на одном из участков Западно-Сибирской геосинеклизы, возраст формирования которой определен как верхняя пермь-нижний триас [1]. Породы представлены эффузивами и вулканокластическими образованиями. Петрографическое и петрохимическое изучение вулканитов показало, что они относятся к средне-кислым и кислым породам нормального и умеренно-щелочного рядов калий-натриевой, частично калиевой серии. Все породы, особенности состава и строения которых даны в работах [2, 3], подверглись вторичным изменениям, поэтому имеющие коллекторы — это вторичные коллекторы, сформированные в постмагматическую стадию.

К основным факторам, контролирующим изменение свойств пород при вторичных процессах, относятся: особенности первичной породы, термобарометрические показатели гидротермальной системы, химический состав флюида и продолжительность взаимодействия флюид — порода. Известно, что гидротермальной переработке способствуют: основной состав вулканитов, высокая пористость и проницаемость, микротрещиноватость и слабая литификация. Затрудняют гидротермальную переработку: кислый состав вулканитов, массивные и плотные текстуры.

Необходимо отметить, что происхождение трещиноватости может быть различным. Это могут быть первичные генетические трещины, образованные под действием напряжений, возникающих при остывании лавового потока (например, образование перлитовой отдельности в кислых вулканитах или столбчатой в базальтах); трещины, формирующиеся при физико-химическом выветривании. Однако основной вклад в проницаемость пород вносит вторичная трещиноватость, имеющая тектоническую природу. Тектоническая трещиноватость накладывается на протектонические трещины и трещины выветривания, усиливая и раскрывая их, но может быть и самостоятельной, формируя довольно значительные по протяженности трещиноватые зоны в различных частях геологического разреза.

В пределах участка распространены вулканиты кислого состава (неблагоприятный фактор для создания пустотного пространства), однако здесь интенсивно развиты дизъюнктивные нарушения (сдвиги, надвиги), что определяет повышенную трещиноватость пород. Порой трещины образуют паутинообразную сеть, и порода приобретает брекчиевидную текстуру.

Изучение расплавных включений в зернах кварца и альбита вулканитов показало, что генерация магматических расплавов проходила при температуре 900—1000 °С, давлении 4—4.5 кбар. Следующие этапы минералообразования связаны с процессами разнотемпературной гидротермальной переработки пород.

Образование гидротермального альбита происходило в интервале температур 250—280 °С. Это наиболее высокотемпературные гидротермальные изменения данных пород. Минерализация растворов была низкая (0.5—2 мас. %). Альбитизация способствовала упрочнению породы и некоторому снижению ее пористости и проницаемости, вследствие нарастания кристалликов альбита на стенки пустот. Наблюдается замещение КПШ в основной массе и в фенокристаллах.

Петрофизические изменения, вызванные воздействием низкотемпературных растворов, более сложны и многообразны. Они зависят от того, какой процесс преобладает — выщелачивание или отложение вторичных минералов. Выщелачивание, вызванное кислыми растворами с рН 2—3, проявляется в растворении зерен кварца и калиевого полевого шпата, придающее им округлую форму, что порождает иллюзию их окатанности, и в пелитизации полевого шпата вплоть до образования пустот выщелачивания. При этом высвобождается избыточный кремнезем в форме метастабильного аморфного кремнезема, значительно более растворимого, чем кварц [4]; такой кремнезем легко переходит в раствор, пересыщая его по отношению к кварцу. При фильтрации такого раствора через породу избыточный кремнезем отлагается в виде кварца с образованием прожилков и жил, а также очагового окварцевания породы, повышая ее прочность. Однако результат окварцевания зависит от текстурно-структурных особенностей породы. Окварцевание массивной нетрещиноватой породы делает ее непроницаемой для флюидов, тогда как окварцевание таких пористых и трещиноватых пород, как перлиты, пемзы, туфы, ведет к формированию жесткой структуры — каркаса породы, с сохранением ее пористости и проницаемости.

Повышение рН флюида до 4–6 на фоне дальнейшего снижения температуры привели к образованию хлоритов и карбонатов, а также к гидрослюдизации. Этот этап характеризуется температурами 150–210 °С и устанавливается по флюидным включениям в карбонатах, представленных парагенезисом брейнерит-кальцит. Растворы были углекислыми слабо минерализованными (0.7–1.5 мас. %), только в одном образце зафиксировано рассольное включение (28–30 мас. %). На этом же этапе проявилась низкотемпературная стадия микроклинизации — микролитов основной массы и вкрапленников. Развитие отмеченных процессов неравномерное, очаговое, в объеме породы граничат участки с разной степенью переработки породы.

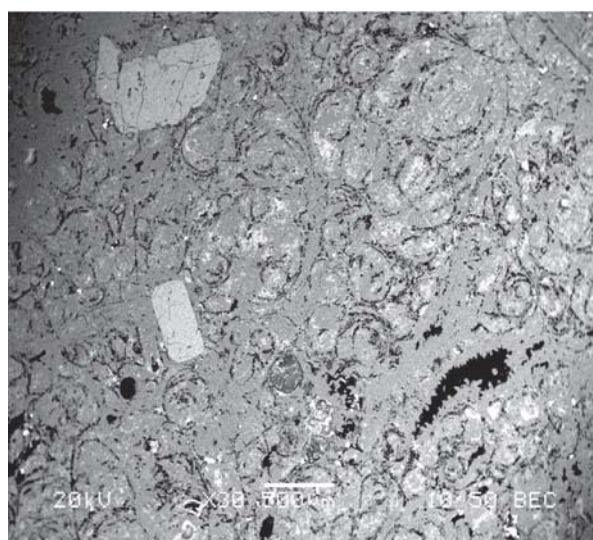
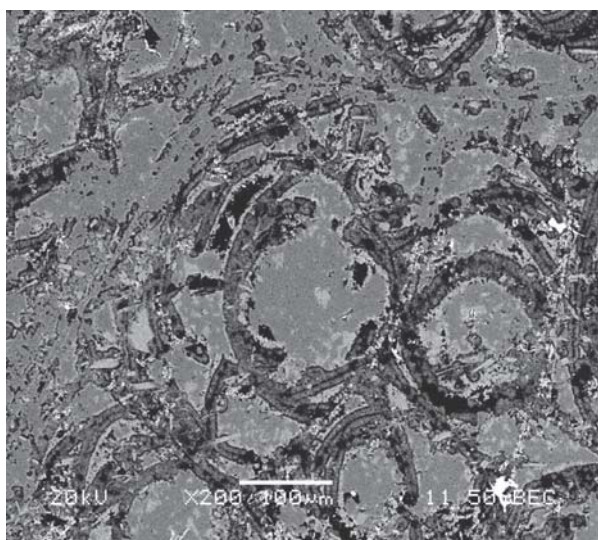
Была получена цветовая карта распределения химических элементов, путем поэлементной съемки на электронном микроскопе двух образцов эффузивов близкого химического состава с перлитовой текстурой, но в одном случае массивной, а в другом — флюидалной. Карта показала, что процесс альбитизации охватывает весь объем породы, независимо от ее текстурных особенностей (см. рисунок). Окварцевание предпочитает крупные перлитовые формы, трещины, частично развивается по флюидалности. Поздний КПШ откладывается по

малым перлитам в породе с массивной текстурой и по флюидалности, не затрагивая перлитовую отдельность, в породе с флюидалной текстурой.

В обоих образцах нефтенасыщение приурочено к перлитовым трещинам. В порах, генетически связанных с флюидалностью, углеводородов нет, за редким исключением, т. е. они были закрыты для углеводородов, а немногие наблюдающиеся исключения — это, как правило, крупные поры, которые секутся микротрещинами.

Анализ влияния вторичных изменений с выделением ведущего процесса на фильтрационно-емкостные свойства вулканитов показал следующее (см. таблицу). Процессы гидрослюдизации и хлоритизации в общем никак не влияют на изменение ФЕС, потому что основные изменения произошли раньше: а именно, процесс пелитизации ухудшает ФЕС пород. Развитие этого процесса провоцирует и увеличение объемной плотности породы. Еще больше уменьшаются показатели ФЕС, если накладывается процесс поздней микроклинизации. Ситуация меняется, если главным процессом была альбитизация. Он ведет к сохранению пористости и проницаемости первичной породы.

Показатель смачиваемости минеральных зерен разный для пород с разным ведущим процессом.



Эффузивы массивной, перлитовой (А) и флюидалной, перлитовой текстур (В). Общий вид

Коэффициенты корреляции процессов вторичных изменений и ФЕС пород, и показатель смачиваемости

Вторичные процессы	Гидрослюдизация (36)	Хлоритизация, пелитизация (32)	Пелитизация, хлоритизация, гидрослюдизация (57)	Пелитизация, микроклинизация, альбитизация (98)	Альбитизация, пелитизация, хлоритизация, выщелачивание (102)
Пористость	–0.31	–0.13	–0.62	–0.56	0.84
Проницаемость	–0.1	–0.09	–0.26	–0.86	0.33
Объемная плотность	0.16	0.32	0.61	0.56	–0.83
Смачиваемость минеральных зерен	—	—	0.11–0.51 (9)	—	0.54–0.9 (8)

Первым указан ведущий процесс — охватывает 30–80 об.% породы. Второй — 10–30 об.%. Третий, четвертый — менее 10 об.%. В скобках размер выборки.

Смачиваемость минеральных зерен
> 0.5 гидрофобная поверхность
< 0.5 гидрофильная поверхность.

Высокотемпературная альбитизация способствует образованию гидрофобного коллектора, низкотемпературные процессы усиливают гидрофильные свойства поверхности.

Таким образом, гидротермальные процессы, неравномерно распределенные в объеме, существенно влияют на анизотропию петрофизических, в частности коллекторских, свойств вулканогенной толщи.

Литература

1. *Коровина Т. А., Кропотова Е. П., Минченков Н. Н., Батулин А. Ю., Николаева Е. В.* Доюрское основание (ПСЭ) в Западной Сибири — объект новых представлений на природу нефтегазоносности (из опыта исследований и практического освоения Рогожниковского

ЛУ) // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры: Материалы XII науч.-практ. конф. Т. 1. Ханты-Мансийск, 2009. С. 214—218.

2. *Шадрин С. В., Смирнова Е. В.* Вулканогенный комплекс Рогожниковского лицензионного участка // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы Всерос. науч. конф. с участием иностр. ученых. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 231—234.

3. *Шадрин С. В.* Вулканы Рогожниковского ЛУ (западное обрамление Западно-Сибирской геосинеклизы) // Материалы Всерос. науч. конф. Томск, 2009. С. 325—328.

4. *Зарайский Г. П.* Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М., 2007. 135 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ГАРАДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АЗЕРБАЙДЖАН)

Дж. А. Азадалиев, О. Д. Багирбекова, Э. Б. Гусейнова

Институт геологии Национальной академии наук Азербайджана, Баку; jazadaliyev@rambler.ru

Малый Кавказ характеризуется проявлениями в мезокайнозойское время вулканоплутонического магматизма, обусловившими возникновение месторождений различных полезных ископаемых, в т.ч. месторождений и проявлений медно-порфировых руд. Медно-порфировые месторождения и рудопроявления в связи с гранитоидными интрузиями кайнозойского возраста в Мисхана-Зангезурской и Гейча-Акеринской структурно-формационных зонах Малого Кавказа известны давно, однако до 60-х гг. XX в. таковые в связи с мезозойским магматизмом не были обнаружены. Наконец-то усилиями азербайджанских геологов в Гедабейском, Гарабагском и Муровдагском рудных районах Лок-Гарабагской СФЗ Малого Кавказа был открыт новый для региона промышленно-генетический тип медно-порфировых руд. Зона гипергенеза же обнаружена именно в нововыявленных относительно более древних месторождениях медно-порфировых руд, связанных с позднеюрско-раннемеловым гранитоидным магматизмом, что нельзя сказать о кайнозойских медно-порфировых объектах, где не обнаруживается зона гипергенеза.

Гарадагское месторождение медно-порфировых руд имеет простую морфологию, причем верхняя часть месторождения представляет собой пластообразное тело, сложенное выветрелым материалом низзалегających первичных рудных тел, и в целом носит штокверковый характер, где прожилково-вкрапленное оруденение размещено неравномерно. Концентрация оруденения затухает рудного тела к перифериям, а с глубиной возрастает [1].

Формирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд происходило в три этапа, характеризуясь своими минералогическими особенностями. На первом этапе возникли метасоматиты с редкими вкрапленниками пирита, халькопирита и молибденита, гематита, магнетита, сфалерита и др., а на втором — прожилково-вкрапленные медно-порфировые руды. Третий этап отличается формированием мощной зоны гипергенеза медно-порфировых руд [2].

В докладе рассматриваются специфическая геологическая позиция и минералогическо-генетические особенности продуктов гипергенных (вторичных) процессов, формировавших мощную зону гипергенеза на Гарадагском месторождении медно-порфи-

ровых руд, которая характеризуется специфическими индикаторными минералами.

В промышленно-значимых близповерхностных и верхних горизонтах месторождения рудные минералы представлены пиритом, гораздо меньше — халькозином и еще реже молибденитом, баритом, ковеллином и др., а по мере углубления появляются халькопирит и другие первичные рудные минералы. Зона гипергенеза на Гарадагском месторождении изучена главным образом по керновым материалам многочисленных буровых скважин глубиной от 150 до 540 м [2, 3].

По характеру вторичных процессов и минерального состава зону гипергенеза на Гарадагском месторождении в вертикальном сечении (сверху вниз) условно можно расчленить на подзоны: 1) окисления, 2) выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения, 3) цементации и 4) смешанных руд (смежная подзона с низзалегających первичными рудами), которые в целом отличаются свойственными им минеральными ассоциациями и характеризуются более или менее высокой вариацией уровней концентрации меди и отчасти молибдена. Границы вышеуказанных подзон более или менее четкие. В этих подзонах широко представлены вторичные рудные и нерудные минералы, которые могут быть использованы в качестве индикаторных минералов, указывающих на наличие аналогичных руд. В частности, наличие в зоне гипергенеза таких минералов, как малахит, азурит, халькозин, хризоколы, бирюзы и др. дают шанс на обнаружение скрытых медно-порфировых руд.

Подзона окисления, которая на месторождении развита сравнительно незначительно на отдельных небольших участках поверхностных и приповерхностных уровней, особенно на западном фланге месторождения вдоль крупного рудовмещающего близмеридионального разрыва, также составляет определенную промышленную ценность. В подзоне окисления метасоматические породы интенсивно лимонитизированы и каолинизированы, нередко наблюдаются малахитизация и азуритизация, иногда отмечаются бирюза и бирюзоносные породы. Содержание меди в этой подзоне обычно составляет 0.10—0.30 %. На отдельных небольших участках из медных минералов встречаются малахит и азурит, рудные минералы представлены главным образом пиритом, меньше халькозином и еще реже молиб-

денитом, ковеллином, по мере относительного углубления изредка появляется халькопирит. При этом содержание меди обычно низкое. В подзоне окисления магнетит замещается мартитом. Наблюдается замещение магнетита также гематитом. Вокруг замещенных зерен магнетита наблюдается переход к другим окислам и гидроокислам железа. В подзоне окисления пирит полностью замещается лимонитом. В верхних частях данной подзоны встречаются колломорфные структуры отложения лимонита.

Индикаторные минералы подзоны окисления представлены гематитом, гетитом, гидрогетитом, гидроокислами железа, малахитом, азуритом, хризokolлой, бирюзой, повеллитом, а индикаторные минералы подзоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения — халькозин, ковеллин, борнит. Все эти минералы образуют мелкую неравномерно рассеянную вкрапленность, иногда встречаются в прожилках и жилах небольшой мощности.

Следует отметить, что основную промышленную значимость из зоны гипергенеза Гарадагского месторождения медно-порфириновых руд составляет подзона выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Здесь рудные минералы представлены главным образом пиритом, меньше халькозином и еще реже молибденитом, ковеллином, по мере углубления появляется халькопирит. Мощность подзоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения колеблется от первых десятков до 50—100 м и более, в среднем около 80 м. Здесь часто встречаются нитеобразные и петельчатые структуры, возникающие в результате замещения халькопирита халькозином или халькозина ковеллином. В верхней части подзоны выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения халькопирит нередко интенсивно замещается вторичными сульфидными минералами меди (халькозином, ковеллином и др.), а в ее нижней части наблюдается замещение пирита в основном ковеллином. Халькопирит с периферии часто замещается тонкими каемками борнита и халькозина, что характерно также и для подзоны окисления. Последние замещают рудные (магнетит, пирит и молибденит) и даже породообразующие минералы метасоматитов. По границам зерен и по трещинкам халькопирит иногда замещается халькозином, образуя характерную петельчатую структуру. Мощность зоны цементации колеблется от 1—5 до 10—20 м [3].

Мощность следующей подзоны смешанных руд по месторождению весьма изменчива и колеблется в пределах от 10—50 до 100—140 м. Содержание меди в этой подзоне составляет 0.30—1 %, иногда до 3 % и более, а молибдена — 0.0001—0.003 %. При этом верхняя граница смешанных руд (или подзоны цементации) не только легко отбивается при документации кернов, но и подтверждается резким увеличением содержания меди. Однако нижняя граница подзоны смешанных руд и верхняя граница первичных сульфидных руд весьма нечеткая и характеризуется постепенным переходом халькозин-пиритовой руды в халькопирит-пиритовую.

В зоне гипергенеза в целом молибден более устойчив, в связи с чем рудные тела выдержаны на всем изученном интервале. Молибден в данном случае также является удобным индикаторным элементом медно-порфириновой минерализации с мощной зоной гипергенеза. Морфология рудных тел и ореольных зон, пространственное их размещение, устойчивость молибдена в зоне гипергенеза позволяют использовать его в качестве элемента-индикатора прожилково-вкрапленных молибдено-медных руд [2, 3].

Итак, ниже вкратце приводятся характерные черты, рентгенометрические и термографические характеристики ряда индикаторных минералов зоны гипергенеза Гарадагского месторождения.

Халькозин распространен в подзоне окисления локально, развиваясь на месте первичных сульфидов меди. Нередко наблюдается в виде каемок по периферии халькопирита. Величина его каемок и прожилков до 0.02 мм. В рудах халькозин почти полностью замещает борнит, пользующийся ограниченным развитием в виде мелких неправильных зерен.

Ковелин, будучи вторичным сульфидом меди, развивается по халькозину и имеет значительно меньшее распространение. Он проникает в халькозин либо по трещинкам, либо развивается по пириту в виде пластинчатых агрегатов (от 0.1×0.1 до 0.2×0.6 мм). Также наблюдается развитие ковеллина по халькопириту.

Гетит в зоне гипергенеза распространен широко/ Он интенсивно замещает пирит, халькопирит, магнетит и гематит, образуя тонкие каемки. Вокруг замещенных зерен магнетита наблюдается переход к другим окислам и гидроокислам железа. Рентгенограммы по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d_{α}) соответствуют эталонным данным ($I - d_{\alpha}$): 30 — 4.965, 10 — 4.473, 100 — 4.178, 70 — 3.364, 30 — 2.958, 100 — 2.678, 20 — 2.53, 30 — 2.474, 100 — 2.462, 50 — 2.238, 50 — 2.169, 10 — 2.077, 20 — 1.975, 30 — 1.909, 40 — 1.788, 50 — 1.771, 100 — 1.721, 40 — 1.678, 10 — 1.656, 20 — 1.627, 30 — 1.611, 70 — 1.561, 30 — 1.512, 60 — 1.481, 60 — 1.447, 20 — 1.424, 40 — 1.392, 30 — 1.371, 30 — 1.348, 40 — 1.320, 40 — 1.300, 30 — 1.274, 20 — 1.247.

Малахит широко распространен в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения. Обычная форма его проявления — тонкие пленочки, корочки, примазки на стенках трещин. Он очень часто слагает почки с радиально-лучистым и скрытокристаллическим строениями и замещает халькопирит, халькозин и др.

Азурит распространен в окисленных рудах значительно реже, чем малахит, но почти всегда встречается вместе с ним, выделяясь позже него. На тех участках, где преобладает азурит над малахитом, наблюдается тонкое переслаивание корочек азурита и малахита. Азурит образует корочки, примазки и почки на поверхности трещин, покрытых гетитом, каолинитом и малахитом. Почки имеют радиально-лучистое и скорлуповатое строение. Диаметр шариков азурита достигает 1.5 см, толщина корочек измеряется от сотых долей до 2 мм. Азурит, как пра-

вило, образует зернистые и редко скрытокристаллические агрегаты. Результаты рентгенометрического анализа азурита по определению интенсивности линий (I) и межплоскостных расстояний (d_{α}) соответствуют эталонным данным ($I - d_{\alpha}$): 90 — 5.15, 80 — 3.65, 100 — 3.52, 70 — 3.34, 40 — 3.10, 40 — 2.92, 40 — 2.82, 80 — 2.52, 50 — 2.33, 70 — 2.28, 70 — 2.22, 40 — 2.16, 30 — 2.10, 20 — 2.01, 70 — 1.947, 30 — 1.897, 60 — 1.816, 50 — 1.779. Термограмма азурита указывает на ступенчатый характер эндотермических реакций, зафиксированных при температурах 80 °С, 250—350 °С, 560 °С и примерно 1000 °С. Общая потеря веса составляет 25.25 %.

Хризоколла встречается в небольшом количестве в каолинитах в ассоциации с пиритом и образует мелкозернистую вкрапленность светло-зеленого цвета. В агрегатах хризоколлы имеет скрытокристаллическое и гелевое строение. Диагностика минерала проводилась рентгенометрическим путем. Рентгенограммы соответствуют эталонным ($I - d_{\alpha}$): 30 — 4.242, 100 — 3.35, 50 — 2.454, 60 — 1.817, 40 — 1.542, 20 — 1.374. Термограмма хризоколлы характеризуется выраженным эндотермическим эффектом при температуре 265—357 °С, который обусловлен, по-видимому, выделением межпакетной воды (если, как принято, считать, что хризоколла относится к группе монтмориллонита). Потеря веса минерала составляет 29 %.

Бирюза встречается в подзоне окисления, ассоциируя с опалом, каолинитом, бурыми железняками и др. Цвет яблочно-зеленый, наблюдается в виде плотных скрытокристаллических масс почковидной или неправильной формы, а также корок и прожилок. На кривой нагревания бирюзы отмечается по одному эндотермическому (550 °С) и экзотермическому эффекту.

Глинистые минералы представлены каолинитом, диккитом, монтмориллонитом и галлуазитом. Выделяются два генетических типа каолинита: гипогенный и гипергенный.

Каолинит гипергенный образуется в зоне окисления, ассоциируя с гидрослюдой, гипсом, кварцем, опалом, кальцитом. Гипергенная каолинизация и лимонитизация пород взаимосвязаны. Каолинизация и лимонитизация пород с глубиной затухают, но каолинизированные породы прослеживаются глубже нижней границы зоны лимонитизации. Рентгенограммы соответствуют эталонным: ($I - d_{\alpha}$): 80 — 7.09, 30 — 4.39, 40 — 4.238, 10 — 4.125, 10 — 3.867, 10 — 3.726, 70 — 3.562, 100 — 3.331, 20 — 2.637, 30 — 2.564, 20 — 2.519, 30 — 2.495, 10 — 2.375, 30 — 2.338, 30 — 2.286, 10 — 2.173, 10 — 2.125, 20 — 1.990, 10 — 1.852, 10 — 1.814, 10 — 1.758, 30 — 1.665, 30 — 1.542, 70 — 1.486, 10 — 1.382, 10 — 1.371, 20 — 1.199. Термограммы каолинита дают похожие между со-

бою характерные кривые нагревания. Эндотермические реакции носят ступенчатый характер при температурах 290—325 °С, 460—470 °С и 557—570 °С. Экзотермический эффект зафиксирован при температуре 1000 °С. Эндотермический эффект при температуре 557—570 °С обусловлен потерей гидроксильных ионов и аморфизацией. Экзотермическая реакция при температуре 1000 °С вызвана возникновением муллита или же кристобалита. Общая потеря веса каолинита составляет 11—12 %.

Монтмориллонит распространен незначительно в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения. Рентгенограммы монтмориллонита соответствуют эталонным данным ($I - d$): 100 — 5.20, 100 — 4.530, 90 — 3.067, 100 — 2.617, 100 — 2.5485, 70 — 2.4097, 60 — 2.2386, 30 — 2.1538, 30 — 1.2064, 60 — 1.7077, 50 — 1.6668, 90 — 1.4867, 100 — 1.2933, 50 — 1.2429, 30 — 1.1718, 30 — 1.1002, 20 — 0.8548.

Первичные сульфидные руды характеризуются халькопирит-пиритовой ассоциацией с незначительным количеством халькозина и молибденита и примесями сфалерита, магнетита, борнита и др. Первичные ореолы главных металлов (меди и молибдена) месторождения отчетливо фиксируют рудные тела и по размерам существенно превосходят зону гипергенеза. Максимальная глубина распространения первичных руд составляет 380 м. На основании данных многочисленных геохимических карт-срезов (по вертикали) составлено 20 геохимических продольных и поперечных профилей на медь и молибден, показывающих количественное распределение этих элементов по горизонтали и вертикали в виде аномалий, отражая в какой-то степени морфологию рудных тел. В центральной части (2 км²) месторождения оконтурено тело медно-порфировых руд (в основном, вторичные сульфиды меди) площадью 0.8 км² со средними содержаниями меди 0.47 % и молибдена 0.004 %.

Литература

1. *Азадалиев Дж. А.* Геолого-генетическая и объемно-геохимическая модели медно-порфировых месторождений геосинклинального режима как основа прогноза и поисков скрытого оруденения (на примере Малого Кавказа) // Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 226—237.
2. *Азадалиев Дж. А., Гусейнова Э. Б.* Особенности вещественно-минерального состава медно-порфировых руд Гарадагского месторождения (Лок-Гарабагская СФЗ Малого Кавказа, Азербайджан) // Отечественная геология, 2009. № 6. С. 38—52.
3. *Азадалиев Дж. А., Гусейнова Э. Б.* Объемно-геохимическое моделирование Гарадагского месторождения медно-порфировых руд (Азербайджан) // Отечественная геология, 2010. № 3. С. 9—22.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДИСПЕРСНОЙ ПРИМЕСИ В ТРИАСОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Ю. Г. Волохин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; yvolokhin@mail.ru

Позднеоленекско-среднеанизийские фтаниты и глинистые фтаниты Сихотэ-Алиня представляют радиоляриевые и спикелево-радиоляриевые кремни, с варьирующим содержанием кремнезема (SiO_2 св. > 50 %) микрофоссилий и халцедон-кварцевого цемента породы, глинистых минералов и дисперсной примеси органического вещества ($C_{\text{орг}} = 0.3\text{--}8.5\%$). В глинистой фракции (<2 мкм) преобладает диоктаэдрический иллит политипа $2M_1$ ($b = 9.04 \text{ \AA}$), с незначительной примесью иллита $1M$ и хлорита [1]. В обломочной примеси присутствуют зерна кварца, кислых полевых шпатов и фосфатные биогенные фрагменты. Местами, углеродистые силициты обнаруживают следы микроэрозии кремнистого ила и содержат фрагменты пород размывавшихся подстилающих слоев: кремней, фтанитов, алевроаргиллитов, а также базальтоидов, сносившихся с соседствующих вулканических поднятий. В слоях фтанитов установлены крупные зерна калиевого полевого шпата (КПШ), нередко округлой (окатанной?) формы, с корродированной поверхностью, содержащие вроски хлорита таблитчатой формы, характерной для хлоритов замещающих биотиты (см. таблицу). В составе КПШ фтанитов из разрезов рек Рудная, Корейская и Огородная присутствует Na (0.3—0.6 ат. %) и практически отсутствует кальций, что, наряду с крупным размером зерен, позволяет предполагать в качестве его источника относительно близко расположенные выходы кислых магматических пород. В слоях фтанитов встречаются следы шлихования и обогащения устойчивыми минералами тяжелой фракции: магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом (см. рисунок, фото 4).

Изучением под микроскопом (JXA 8100) около 30 шлифов углеродистых силицитов установлено около 60 минералов. Самородные элементы представлены Au, Ag, Cu, Fe, W, Ni и Se. Среди интерметаллидов распространены соединения меди с цинком, реже с оловом (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn), а также соединения никеля с медью, цинком и кадмием ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.). Во фтанитах бассейнов р. Огородная и р. Бол. Улитка присутствуют аурикулярид, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Из сульфидов повсеместно преобладает пирит, встречаются Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты. Распространены сфалерит, галенит, халькопирит, реже встречается аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукоdot, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена и селениды (например, клаусталит — PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из сульфатов повсеместно встре-

чаются ярозит и барит, в отдельных разрезах — целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды присутствуют в углеродистых прожилках и порах и представлены сильвинитом, галитом и K-Na-хлоридами. Местами присутствуют йодаты вида $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$ (бас. р. Корейской). Окислы представлены магнетитом, гематитом, TiO_2 (преимущественно рутилом), реже ильменитом. Окислы и гидроокислы железа вида FeO и $\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (гётит и гидрогётит либо их полиморфы) широко распространены, как материал, заполняющий и окаймляющий первичные (реликтовые) поры породы, а также как продукт окисления и замещения пирита. Фтанитокварциты разрезов по р. Бол. Улитка содержат редкоземельные окислы (церанит?), уранинит и окислы висмута — бисмит или силленит. В метаморфизованных фтанитах присутствуют родонит и спессартин. Среди силикатов наиболее распространены циркон, тюрингит, шамозит, встречаются ферросилит и сфен. В глинистых фтанитах бассейна р. Дальней установлены боросиликаты, преимущественно, датолит и данбурит. Карбонаты представлены кальцитом, реже, доломитом, анкеритом и сидеритом. Среди вольфрамов обычен шеелит, местами встречается вольфрамит. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом остатков конодонтов или других организмов с фосфатными скелетами. В кварц-углеродистых прожилках присутствуют карбонат-фторапатиты с примесью редкоземельных элементов. Глинистые фтаниты повсеместно содержат монацит, реже — ксенотим, а местами (р. Корейская) — гоэит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot [\text{OH}]_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

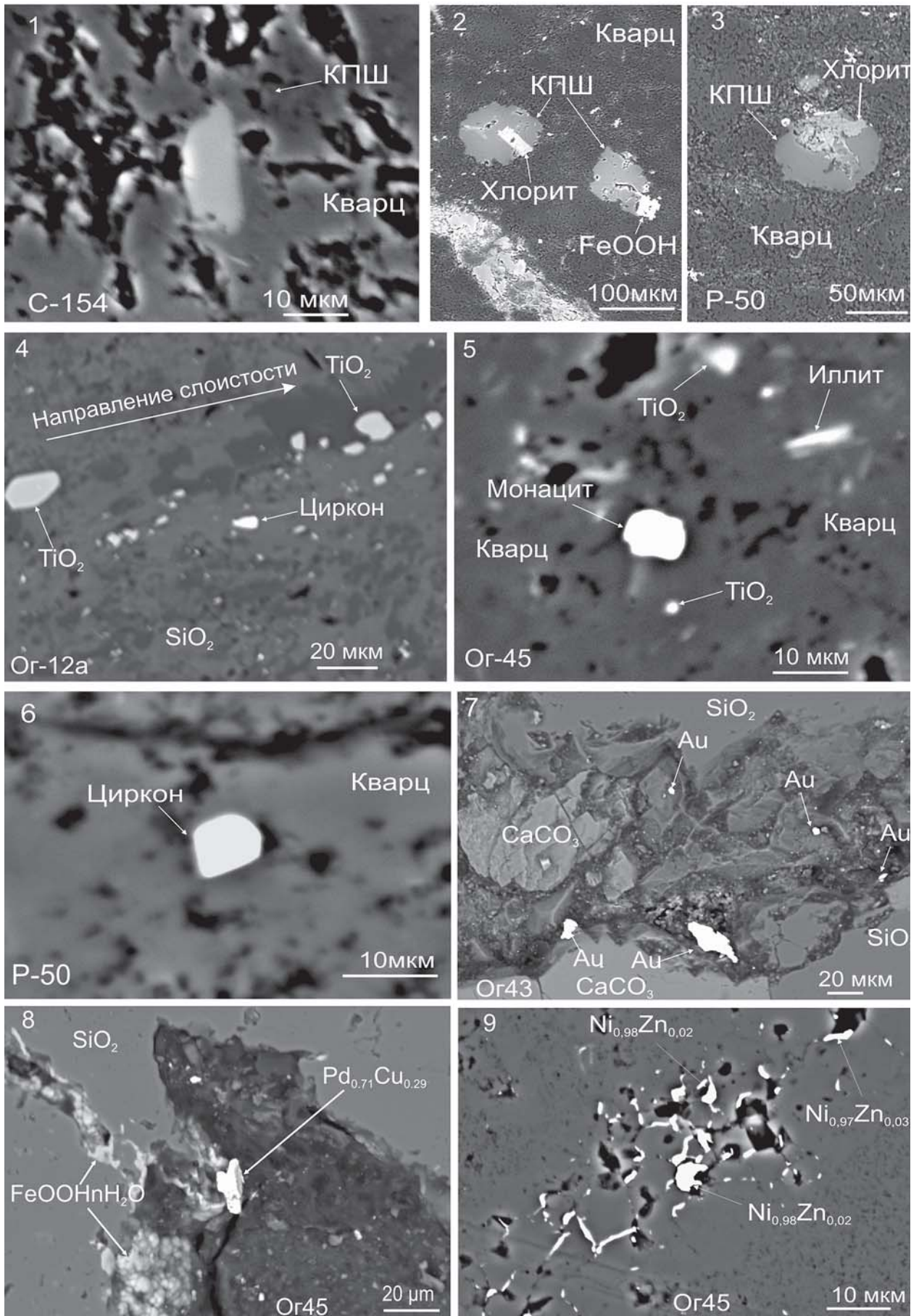
Локализация минералов в породах несет информацию об их происхождении. Минералы, заключенные в кварцевом цементе породы, представляют аллотигенные минералы, привнесенные в осадок при отложении радиоляриевого ила, и минералы, кристаллизовавшиеся в диагенезе, в поровом пространстве еще не литифицированного ила (рисунок, таблица). Вторую группу составляют катагенетические минералы, локализованные в кварц-углеродистых прожилках и возникшие уже после литификации слоев, их микробрекчирования и образования трещин. Минералы, находящиеся в первичных (реликтовых) порах отнесены к третьей группе и имеют диагенетическое или катагенетическое происхождение. Четвертую группу составляют минералы, замещающие диагенетические пирит и карбонаты, или кристаллизовавшиеся во вторичных порах возникших после растворения этих минералов, о чем можно судить по морфологии пор. При всей условности этого подразделения на группы, статистические подсчеты в шлифах неметаморфизованных фтанитах (р. Огородная)

Локализация минералов в углеродистых силицитах разреза р. Огородная

Минерал	Кварцевый цемент	Кварц-углеродистые прожилки	Первичные поры	Поры выщелачивания карбоната и пирита
Пирит (FeS ₂)	187	6	10	3
Монацит (Ce,La...)PO ₄	48	4	2	1
TiO ₂ (рутил ?)	12	6	3	
Циркон (ZrSiO ₄)	11	1	2	
Гематит (Fe ₂ O ₃)	8	2	4	
Магнетит (Ti-магнетит)	6	3 (3)	2	
Ni-магнетит		1		
Ксенотим (Y,Dy...)PO ₄	4	1		
Анкерит (Ca,Mg,Fe)CO ₃	2			
Ильменит (FeTiO ₃)	2	1		
Ферросилит (Fe ₂ Si ₂ O ₆)	2			
Кобальтин (CoAsS)	1			
РЗЭ-окисел (церианит?)	2		1	
Барит (BaSO ₄)	10	7	6	8
Апатит (Ca ₅ [PO ₄] ₃ F)	8	12		
Касситерит (SnO ₂)	7	3	6	1
Сфалерит (Zn,Fe)S	5	4	6	3
Галенит (PbS)	4	26	17	3
Шеелит (CaWO ₄)		12	2	
Вольфрамит (Fe,Mn)WO ₄		3	6	1
Ni ₄ Cd		4	2	
Никель		6	1	
Никелин (NiAs)		1		
Гидрогётит (гётит)	3 (3)	8	6 (2)	2 (4)
Железо	1	8	14	4
Тюрингит (?)		1		
Серебро (AgOH)	3	9 (3)	9	
Аргентит (Ag ₂ S)		2	5	
Cu ₂ Zn, Cu ₃ Zn, Cu ₄ Zn	5	4	10	1
Золото	1	4	6	1
AuPd		1	1	
Медистый палладий		5	4	
Палладиевая медь (медь)		1	3 (1)	
Cu ₉ Sn			1	
Арсенопирит (FeAsS)		1	1	
Скутгерудит (Co,Fe)As ₃			2	
Халькопирит (CuFeS ₂)	1	2	2	
Ковеллин (CuS)		1	1	
Стибиконит Sb ₂ O ₆ [OH]			2	
Глаукодот (Co,Ni,Fe)AsS	1			
Ульманит ((Ni,Co)SbS)	1			
Герсдорфит (NiAsS)			2	
Клаусталит (PbSe)		1		
Антимонит (Sb ₂ S ₃)		1		
Сфен (CaTiSiO ₅)		2		
PbSn (PbCuSnO)	1		(2)	
Пирротин (FeS)				2
Ярозит (KFe ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆)	4		1	14
Целестин (SrSO ₄)		1		
Селен (Se)		1		

дают любопытную информацию (см. таблицу). Среди минералов первой группы преобладают пирит, монацит, рутил (или другие полиморфные модификации TiO₂), циркон, ксенотим, значительная часть магнетита. Исключая раннедиагенетический пирит (микрористаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный, а также замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии), минералы этой группы в основном представлены устойчивыми аллотигенными минералами тяжелой фракции. К этой же группе относятся апатиты биогенных фрагментов, локализующиеся в тонких

прослоях, и, возможно, часть касситерита. К диагенетическим минералам принадлежит часть сфалерита и халькопирита, что доказывается замещением ими скелетных фрагментов растительных остатков и нанопланктонных организмов, некоторая часть барита и интерметаллических соединений меди и цинка. Однако значительная часть барита, большинство галенита, сфалерита и других сульфидов, шеелит, интерметаллические соединения меди, цинка и никеля, самородные железо, вольфрам, благородные металлы, окислы и гидроокислы железа локализируются в кварц-углеродистых



Аллотигенные (1—6) и новообразованные (7—9) минералы в триасовых углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня. Микрофотографии аншлифов из разрезов р. Корейской (фото 1), р. Рудной (фото 2, 3, 6) и р. Огородной (фото 4, 5, 7—9)

прожилках и первичных порах, что свидетельствует об их кристаллизации в катагенезе, значительно позднее диагенетической литификации (цементации) кремневых породослоев. Источником металлов этих минералов были, по-видимому, битуминозные фракции [2] и хлоридные растворы, циркулировавшие в трещинном пространстве породослоев, судя по присутствию кристалликов сильвина и галита в некоторых порах и прожилках. Часть окислов и гидроокислов железа ($\text{FeOON} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и другие), некоторые сульфаты

(ярозит), замещающие пириты и карбонаты, возникли на стадии выветривания и, по-видимому, являются гипергенными минералами.

Литература

1. Волохин Ю. Г., Михайлик Е. В., Бурый Г. И. Триа́совая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литол. и полез. ископаемые, 2007. № 4. С. 406—425.

ГЕОХИМИЯ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТРИАСОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Ю. Г. Волохин, А. А. Карабцов, В. В. Иванов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток; yvolokhin@mail.ru

В триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня силициты с высоким содержанием органического углерода (фтаниды и глинистые фтаниды) концентрируются в позднеоленекско-среднеанизийской («фтанитовой») пачке (4–20 м) вблизи подошвы формации [1]. Углеродистые слои составляют 15–30 %, местами до 50 % объема, а остальную часть пачки слагают низкоуглеродистые кремни, глинистые кремни и кремневые аргиллиты. В слоях фтанидов наблюдается сеть (0.1–0.5 мм, редко до 2 мм) трещин, часто не прослеживающихся в смежные слои кремнистых или битуминозных кремнистых аргиллитов. Большинство пор (80–90 %) и трещин заполнены кварцем, глинистым и углеродистым веществом; стенки пор часто выстланы гидроокислами железа (гетитом и гидрогетитом). Содержание карбонатного углерода составляет <0.05 %, а органического ($C_{орг}$) достигает 8.54 мас. %. Содержание серы находится в пределах 0.004–0.7 % (среднее 0.14 мас. %), при преобладании сульфидной формы (83 % от общей серы в разрезе р. Огородной). Содержание металлов значительно варьирует и в некоторых разрезах достигает аномальных значений (см. таблицу).

Состав органического вещества. Оцениваемое по $C_{орг}$ количество РОВ в слоях глинистых фтанидах достигает 10–12 мас. %. В не метаморфизованных фтанидах углеродистое вещество представлено рентгеноаморфным керогеном и битумоидами [2]. Содержания нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых кремнях находится в пределах 0.0п–0.п %, а в составе РОВ — 1.2–6.3 % (редко до 27 %). Содержания хлороформенных битумоидов варьируют от очень низких до повышенных, чаще — средние (0.015–0.044 мас. %), что позволяет их считать потенциально нефтеносными породами. В групповом составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Содержание гуминовой фракции в породах от 0 до 0.28 %. По данным УФ- и ИК-спектрометрии гуминовое вещество низкой степени окисленности и содержат хиноны, метильные, метиленовые, эфирные группировки и органические сульфиды (сульфоновые кислоты, тиофенолы и т. п.) [2]. Изотопный состав углерода варьирует в узких пределах (от –30.2 до –27.3 ‰). Состав органического вещества углеродистых силицитов свидетельствуют в пользу морской сапропел-

Элемент	р. Бол. Улитка	р. Горная	р. Огородная		г. Дальнегорск		руч. Широкая Падь		р. Корейская	г. Хабаровск	С СК
	ФК (38)	ГФ (6)	Ф(24)	ГФ(40)	Ф (12)	ГФ(9)	Ф (5)	ГФ (3)	ГФ (7)	ГФ (15)	
Li	59	н.д.	25	27	29	52	33	н.д.	50	43	19
Rb	51	100	35	68	43	101	84	н.д.	46	50	47
Sr	19	84	25	38	29	47	27	н.д.	50	60,6	140
Ba	177	5100	176	241	392	393	600	н.д.	255	1040	740
Be	1.5	2.2	1.3	1.7	1.3	1.5	2.4	2.0	1.6	н.д.	2.2
B	21	71	68	154	41	49	155	237	47	113	87
Ga	21	21	11	12	5	18	33	30	8	14	14
Zr	н.д.	101	52	79	32	68	н.д.	130	Н.д.	Н.д.	120
Nb	9	18	14	16	9	12	18	19	17	8	17
Th	3.7	н.д.	1.9	3.8	2.0	3.2	4.5	н.д.	3.3	5.4	5
U	3.7	н.д.	2.7	4.3	0.6	5.5	0.7	н.д.	6.1	4.6	13
V	93	379	166	351	248	409	267	273	492	180	250
Cr	19	47	33	62	27	44	65	56	33	39	86
Co	50	8	3	1	18	5.2	13	н.д.	50	3.7	11
Ni	158	37	21	24	43	37	47	11	150	30	63
Cu	111	103	63	94	153	70	81	45	184	59	100
Zn	447	113	28	41	143	88	194	52	491	45	160
Pb	15	21	11	23	34	41	158	31	16	23	17
Mo	18	8	18	37	13	42	14	56	51	20	29
Sn	2.4	3.8	2.9	3.4	1.6	3.2	14	4.7	2.1	3.6	4.0
As	8	н.д.	18	17	52	47	31	н.д.	12	16	30
Sb	1.7	н.д.	2	1.7	4.5	4.1	16.5	н.д.	2.4	2	8.8
Ag	0.3	0.4	1.0	1.1	1.2	0.6	2.0	0.2	3.6	1.1	1.0
Au	н.д.	22	67	45	н.д.	28	23	27	45	н.д.	8.5
Pt	н.д.	2	26	1.3	н.д.	1	1.2	2.4	4	н.д.	н.д.
Pd	н.д.	5	1.5	<1	н.д.	12	4.4	7.5	23	н.д.	н.д.

Ф — фтанит, ГФ — глинистый фтанит, ФК — фтанитокварцит, СК — субкларк в углеродистых силицитах [4]; в скобках — число анализов; н.д. — нет данных. Аномальные значения выделены жирным шрифтом.

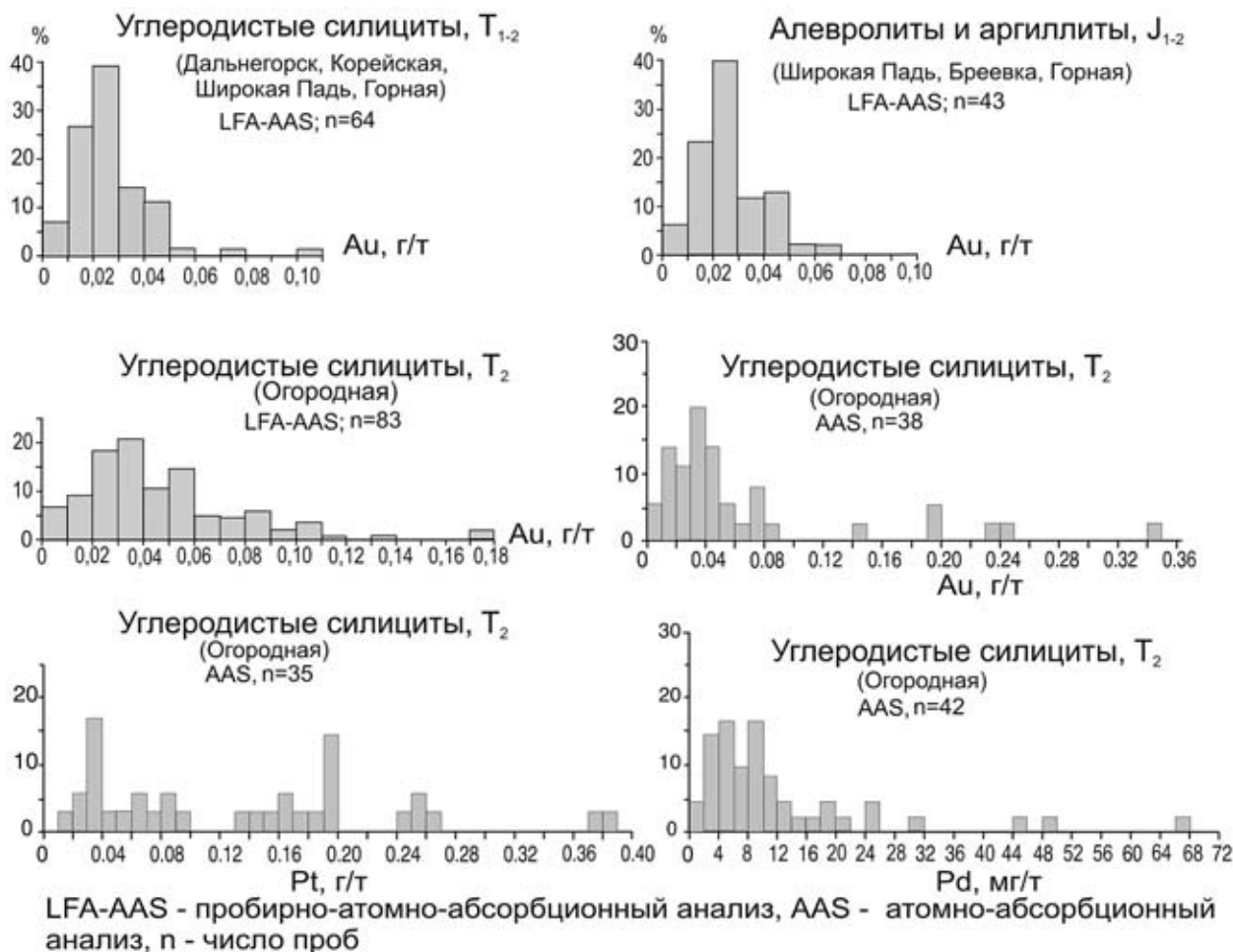


Рис. 1. Гистограммы распределения Au, Pt и Pd в углеродистых силицитах и алевроаргиллитах

левой природы и его преобразованности (в большинстве разрезов) на стадии не выше середины мезокатагенеза [2].

Распределение металлов во фракциях РОВ. В органическом веществе силицитов большинство металлов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As) концентрируется в битумоидах, а некоторые (V, Sn, Cr и Mo) иногда обогащают гуминовую фракцию [2]. В свободных спиртобензольных битумоидах содержания металлов достигают: Pb — 0.02 %, Zn и Ni — 0.3 %, а Cu — 1–3 %. Не проявляют предпочтительных связей с битумоидными фракциями V, Cr, Mo и Ag. Содержание Au в битумоидных фракциях углеродистых силицитов достигает 40 г/т, а в нерастворимом в низкокипящих органических жидкостях керогене 10 г/т [2]. В спиртовых и спиртобензольных экстрактах хлороформенных битумоидов (в асфальтогеновых кислотах и асфальтенах) содержание Au обычно повышено.

Благородные металлы в углеродистых силицитах.

Распределение золота в среднетриасовых углеродистых силицитах фтанитовой пачки в большинстве рассматриваемых разрезов практически не отличается от такового в нижнесреднеюрских черных алевролитах из тех же районов (рис. 1). Модальные значения Au в обоих типах пород находятся в пределах 0.02–0.03 г/т. Содержание Au в углеродистых силицитах разреза р. Огородной (притока р. Усури) в 1.5 раза выше: мода — 0.035 г/т. В этом разрезе Au уста-

новлено в 50 % углеродистых и 60 % неуглеродистых слоев пачки. Среднее содержание Au: 0.067 г/т — во фтанитах, и 0.045 г/т — в глинистых фтанитах. Это превышает от 4–5 до 8 раз кларк Au в «кремнистом литотипе черных сланцев», что характеризует сильную (рудогенную по [4]) аномалию. Максимальное содержание Au по данным пробирного анализа составляет 7.5 г/т, а по данным ICP-MS — 18 г/т. В неуглеродистых кремнях и глинистых кремнях «фтанитовой пачки» содержание Au достигает 0.68 г/т. Фтаниты разреза р. Огородная также отличаются повышенным содержанием платины (табл. 1). По данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа ее содержание достигает 0.13 г/т, а по данным ICP-MS — 3.3 г/т. Максимальное содержание Pd достигает в породах 8.3 г/т (ICP-MS). В полной выборке пород фтанитовой пачки значимая корреляция Au с $C_{орг}$ и S отсутствует. Но в силицитах с $C_{орг} > 0.5$ % отмечается положительная корреляция Au и $C_{орг}$ (рис. 2).

Благородные металлы (Au, Ag и Pd), как правило, локализируются в порах и прожилках, заполненных органическим веществом, кварцем и гидроокислами железа (гидрогетитом) (рис. 3). Кроме того, Au установлено в замещаемом гидроокислами железа и ярозитом диагенетическом пирите (рис. 3, ф. 3) и в интерметаллиде (Cu_5Zn_3). По данным микронного анализа содержание Au в природной латуни достигает 1.34 %, а Pt — 1.77 %. Размер кри-

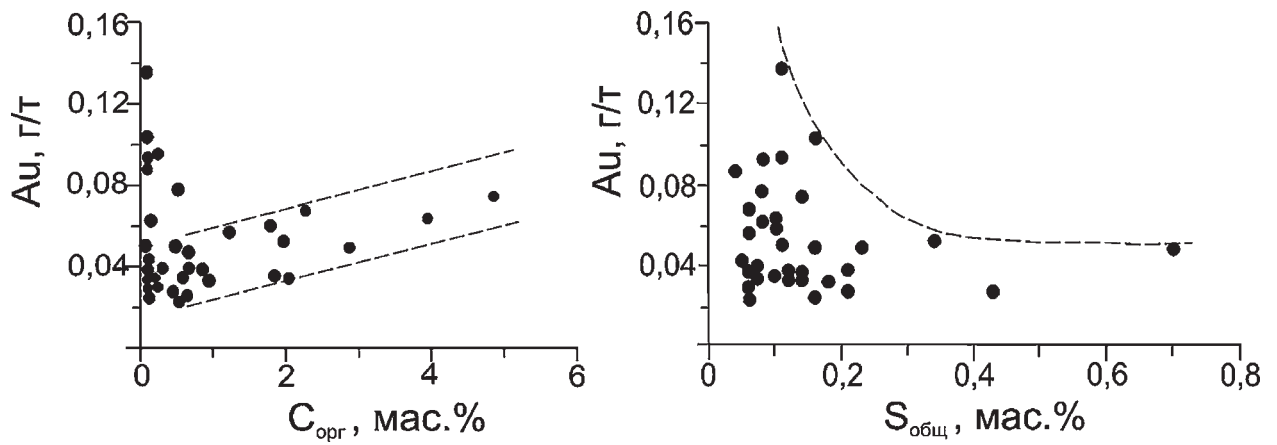


Рис. 2. Зависимость содержания Au от $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в углеродистых силицитах разреза р. Огородной

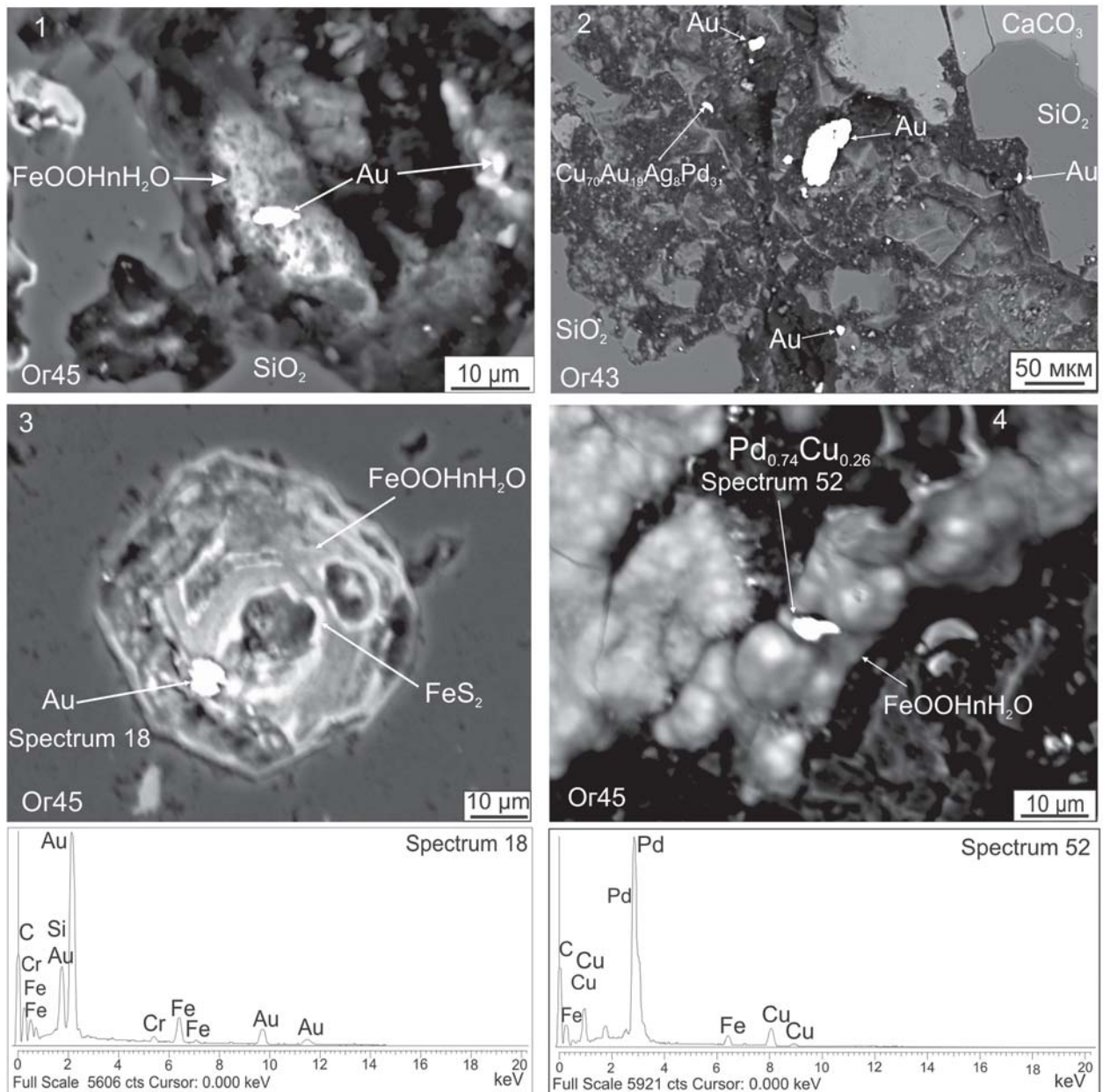


Рис. 3. Золото и палладий в углеродистых силицитах разреза р. Огородной

сталлов и кристаллических агрегатов золота варьирует от 0.3 до 26 мкм, и достигает 0.1 мм (аурикуприд). Раздельный анализ минеральной части породы и РОВ (атомно-абсорбционная спектрометрия экстрактов в алкинанилине) показал, что, в среднем, 70 % Au, 60 % Pt и 46 % Pd от их общего количества в породах связано с РОВ [3].

Таким образом, в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня значительная часть Au, Pt и Pd связана с РОВ, и только половина или менее их количества представлены в самородной форме и содержатся в интерметаллидах или сульфидах. Легкоподвижные битумоидные фракции РОВ, по-видимому, служили транспортером и источником металлов катагенетических сульфидов, интерметаллидов и самородных элементов. Дополнительным источником самородного золота могли являться диагенетические пириты, содержавшие его в коллоидной или кластерной форме. Разложение пирита в гипер-

генезе, замещение его гидроокислами и сульфатами железа (ярозитом) способствовало выделению Au в самородные частицы. Концентрация золота в породах «фтанитовой пачки» местами достигает значений, приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях.

Литература

1. Волохин Ю. Г., Михайлик Е. В., Бурий Г. И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Волохин Ю. Г., Иванов В. В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литол. и полез. ископаемые, 2007. № 4. С. 406—425.
3. Волохин Ю. Г., Карабцов А. А. Благородные металлы в углеродистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 426. № 1. С. 84—89.
4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.

СКОПЛЕНИЯ КОСТНОГО ДЕТРИТА РЫБ В ГЛИНАХ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ В КАЛМЫКИИ КАК ИНДИКАТОР СИНГЕНЕТИЧНЫХ ПОДВОДНЫХ ГАЗОВО-ФЛЮИДНЫХ РАЗГРУЗОК

С. Ю. Енгальчев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург; *sleng2005@mail.ru*

Развитие идей об активном влиянии эндогенного фактора на процессы осадконакопления и связанного с ним рудообразования, приводит к пересмотру устоявшихся представлений на генезис все большего числа объектов. Такой подход, учитывающий влияние глубинного фактора, позволяет усовершенствовать поисковые геолого-генетические модели рудных объектов и успешно использовать их на практике.

На юге Европейской части России на территории Калмыкии располагается крупный резервный Ергенинский ураново-редкометалльный район, объединяющий группу ураново-редкометалльных месторождений, образованных скоплениями костного детрита рыб, содержащих широкий спектр полезных компонентов — U, P, TR, Sc, Y, Re и других (см. рисунок). Рудные залежи локализованы в глинах продуктивной калмыцкой свиты, входящей в состав майкопской серии олигоцен-раннемиоценового возраста. Рудовмещающий горизонт мощностью до 300—400 м сложен в основном неизвестковистыми темными глинами, содержащими прослойки костного детрита рыб.

Рудные образования представлены залежами костного детрита песчано-алевритовой размерности, заключенного в глинисто-сульфидном материале. Это относительно маломощные (десяtkи см — первые метры), но протяженные на многие километры тела пластово-линзовидной и пластово-расщепляющейся (типа «конского хвоста») морфологии, заключенные в мощной глинистой толще. Они расположены на разных стратиграфических уровнях,

образуя три рудных горизонта (снизу:) степновский, южно-буратинский и багабурульский. В пределах Ергенинского района выявлены 13 месторождений, большое число рудопроявлений, сгруппированных в шесть рудных полей: Степновское, Шаргадыкское, Яшкульское, Харабулукское, Центральное и Багабурульское.

Изучением органо-фосфатных ураново-редкометалльных месторождений данного типа занимались многочисленные исследователи, начиная с середины XX в., однако, условия их формирования и механизм накопления столь большого количества костных остатков оставался долгое время предметом дискуссий. Основные трудности состоят в объяснении формирования данных объектов только на основании фациально-палеогеографического анализа, без учета возможного эндогенного фактора.

Для объяснения наличия значительных по объему скоплений костного детрита рыб в разное время были высказаны гипотезы, связывающие гибель рыб с сероводородным заражением придонных вод, цветение морских вод, сезонным отмиранием икhtiофауны и др. Кроме того, выдвигалась идея о накоплении костных остатков за счет разрушения древних отложений, содержащих остатки рыб. Наиболее правдоподобной в настоящее время можно признать гипотезу, согласно которой важнейшим фактором образования месторождений данного типа, установленных не только в Калмыкии, но и на Мангышлаке, является подводная вулканическая деятельность, проявившаяся во время накопления



Обзорная карта расположения Ергенинского уран-редкометалльного района.

1 — Мангышлак-Ергени-Адыгейский урановорудный пояс с комплексными фосфор-редкоземельно-урановыми рудами; 2 — рудные районы: I — Ергенинский, II — Мангышлакский; 3 — месторождения фосфор-редкометалльно-урановых руд вне пределов рудных районов

рудовмещающей толщи, и приводящая к многократно повторяющимся катастрофическим эпизодам массовой гибели рыбных сообществ.

Новые данные, подтверждающие предложение о механизме катастрофической гибели рыб за счет подводных газово-флюидных разгрузок в осадочный бассейн были получены при изучении оз. Байкал, расположенного, как известно в современной рифтовой котловине. В 1950—1960 гг. возле о. Ольхон, где отсутствуют промышленные предприятия, по неизвестным тогда причинам погибло очень много рыбы. Аналогичные случаи были зафиксированы несколько лет назад в дельте р. Селенги, на оз. Котокель в 2008 г., на Торейском озере в Читинской области в 2005 г. Как показали исследования, массовая гибель рыб была вызвана поступлением газов из подводных вулканических очагов.

Активное проявление поствулканических процессов в майкопском бассейне привело, по нашему мнению, к повышению концентрации редких элементов в его водах. Последнему способствовал импульсный режим развития бассейна, когда временно прекращалась (или затруднялась) его связь с океаном. Такая изоляция приводила к увеличению концентрации урана и редких земель, поступавших из подводных вулканических очагов. Изменение гидрогеохимии и, в частности, солёности водоема постепенно привело к вымиранию организмов, не способных существовать в новых условиях, тогда как приспособившиеся формы, в том числе и эндемические виды рыб, распространились в громадных количествах. Максимальный расцвет ихтиофауны, как правило, совпадал с проявлениями подводной вулканической деятельности, сопровождающейся активными газово-флюидными разгрузками и взрывными явлениями. В периоды наибольшей активизации подводной вулканической деятельности происходили повторяющиеся кратковременные катастрофические извержения, сопровождающиеся разгрузкой в водоем газов и горячих флюидов. Газы и летучие компоненты фильтровались сквозь толщу воды, улавливались ею и принимали активное участие в разнообразных химических реакциях. В пользу последнего указывают прослойки монтмориллонитовых глин, образованных при разрушении в подводных условиях пеплового материала.

Как известно, популяции морских организмов процветают там, где имеется изобилие необходимых для их питания биоэлементов. Именно этим объясняется периодически происходивший расцвет рыб-

ных сообществ в тех частях бассейна, где находились подводные вулканические очаги, из которых биоэлементы поступали в морской бассейн.

Основным поставщиком редких и рудных (U, TR) элементов являлись высокотемпературные (более 200 °С) углекислые гидротермальные растворы, а фосфора и других элементов — низкотемпературные (менее 100 °С) гидротермы. Сорбция редких элементов на поверхности костей рыб происходила в существенно восстановительной обстановке, обусловленной разложением погибшей ихтиофауны и накоплением в илах водоема огромных масс органического вещества. Резко восстановительные условия обеспечивали сохранность костного детрита и тем самым благоприятствовали накоплению урана и редких земель в фосфатном веществе костей рыб.

Процесс рудообразования носил циклический характер и проявился на этапах перестройкой структурного плана района. О разновозрастном проявлении вулканических импульсов говорит размещение рудных залежей на разных стратиграфических уровнях в отложениях калмыцкой подсвиты. Начало каждого цикла сопровождающейся активизацией подводной вулканической деятельности, которая вызывала массовую катастрофическую гибель ихтиофауны. Завершение цикла сопровождалось продолжительными по времени периодами затухания подводных вулканических очагов, что приводило к формированию глинистых отложений без каких-либо признаков наличия скоплений остатков ихтиофауны.

Подводные газово-флюидные разгрузки, сопровождаемые вулканическую активность, проявившуюся в Ергенинском районе Калмыкии и Мангышлаке, привели к образованию уникальных по своей природе ураново-редкометалльных месторождений, не имеющих аналогов в геологической истории Земли. Уникальность этих месторождений выражается в грандиозном масштабе концентрации основных металлоносных компонентов — костного детрита рыб и сульфидов железа, а также связанных с ними рудных компонентов, связанной с благоприятным сочетанием условий осадконакопления в бассейне седиментации и синхронных газово-флюидных разгрузок. Таким образом, масштабные скопления фосфатного ихтиодетрита в майкопских отложениях можно рассматривать как минеральный индикатор проявления вулканических процессов, сингенетичных осадконакоплению.

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ВЫЯВЛЕНИЯ РОССЫПНОГО ШЕЕЛИТА НА ГЕТКАНЧИКСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Е. В. Железова

Федеральное государственное унитарное предприятие
Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н. М. Федоровского (ФГУП «ВИМС»), Москва; *ironkate@inbox.ru*

Гетканчикское рудное поле располагается в Тындинском районе Амурской области Дальневосточного федерального округа Российской Федерации. Рудное поле находится в пределах горного хр. Чернышёва, который расположен на стыке горных систем Забайкалья и Приамурья. Рельеф низко-среднегорный, абсолютные отметки водораздела достигают 1056 м, с превышением водоразделов над днищами долин в 150–300 м.

Гидрографическая сеть развита хорошо и принадлежит бассейну р. Гилой. Основной водной артерией является р. Тында с ее правым притоком р. Бурпала, главным водотоком изучаемой территории. Левый приток р. Бурпала — руч. Гетканчик, правый — руч. Зимовичи, остальные — безымянные. Долины рек и подножия гор заболочены. В 1940-х г. были открыты золотые россыпи по рекам Тында и Бурпала. Их отработка ведется уже на протяжении многих лет.

Континентальный климат района характеризуется коротким, влажным и теплым летом и холодной, малоснежной и долгой зимой. В декабре и январе морозы достигают -55°C , а в июле и августе температура поднимается до $+30^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура составляет 6°C , что обуславливает повышенное развитие многолетней мерзлоты. Среднегодовое количество осадков 460 мм, их максимум приходится на июль и август. В дождливый период возможны паводки, уровень воды поднимается на несколько метров.

В период полевого сезона 2010 г. в пределах рудных зон по имеющимся горным выработкам было проведено изучение россыпной шеелитонности элювиально-делювиальных отложений. В бортах канав по свечению в лучах люминоскопа по визуальным наблюдениям отмечались промышленные содержания россыпного шеелита. Более 80 % рудного минерала размерностью 0.1–0.5 мм находятся в свободном состоянии в промышленных концентрациях (до 50 % CaWO_3). На плотике русла р. Бурпала

были обнаружены рудные тела с молибден-вольфрамовой минерализацией, так что не исключена возможность обнаружения и аллювиальных россыпей.

Исходя из сказанного, на Гетканчикском рудном поле могут быть выделены два минеральных типа вольфрамовых россыпей: 1) преимущественно вольфрамовые (шеелитовые) — элювиально-делювиальные и ложковые россыпи и 2) комплексные золото-молибден-вольфрамовые — аллювиальные (русло р. Бурпала).

Месторождение Гетканчикское по формационной принадлежности относится к молибден-вольфрамовому рудно-формационному типу в скарнированных породах и к молибден-вольфрамовому в линейных штокверках промышленному типу, с низким содержанием сульфидов. Л. К. Яхонтова указывает, что степень изменения шеелита зависит именно от генетического типа месторождения [1]. Таким образом, Гетканчикское коренное месторождение послужило источником шеелита для обоих типов вольфрамовых россыпей.

Из канав 11 и 13 Центрального участка Гетканчикского рудного поля были отобраны три шлиховые пробы 1, 2, 3, обогащенные шеелитом. Они прошли рентгенографический количественный фазовый анализ (РКФА) в лаборатории ВИМС (рентгеновский дифрактометр X'Pert PRO PANalytical, Нидерланды) (см. таблицу).

Просмотр монофазии шеелита под бинокуляром показал, что практически все зерна подвергались гипергенному изменению. Редкие кристаллы со следами химического растворения имеют шероховатые грани и затупленные вершины. Физическое разрушение шеелита, обусловленное морозным выветриванием, проявлено более широко — при извлечении многие кристаллы рассыпаются на мелкие кусочки. Однако, процесса образования мучнистого шеелита, резко ограничивающего накопление шеелита в россыпях [2], здесь выявлено не было.

Результаты РКФА исследованных проб

№ п.п.	Минерал	Содержание, мас. %		
		Пр. 1	Пр. 2	Пр. 3
1	Шеелит	6	28	52
2	Кварц	1.5	24	15
3	К-полевой шпат	8.5	11	9
4	Плагиоклаз	—	28	13
5	Диопсид	7	—	1
6	Волластонит	11	—	—
7	Амфибол (тремолит)	2.5	—	1
8	Слюда мусковитового типа	3	7	4
9	Апатит	60	—	—
10	Гётит	—	1.5	2.5
	Сумма	99.5	99.5	97.5

Россыпь шеелита оконтуривается по выходу гранитоидного массива, к которому пространственно приурочена рудная минерализация, и по вторичным ореолам рассеяния вольфрама. Ее площадь составляет 2,45 км². При мощности продуктивного слоя 3 м и среднем содержании шеелита в шлиховых пробах 0,75 кг/м³, содержание шеелита составит более 5500 т, что является существенным приростом к существующим прогнозным ресурсам.

Литература

1. Апельцин Ф. Э., Амичба Т. М., Быховский Л. З., Гурвич С. И., Патык-Кара Н. Г., Замараев А. А. К проблеме

поисков и оценки вольфрамовых россыпей // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ, 1975. С. 27—35.

2. Буканов В. В., Юшкин Н. П. Физическое и химическое разрушение кристаллов шеелита // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: ЛГУ, 1971. С. 181—190.

3. Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы). М.: Научный мир, 1997. 479 с.

4. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Россыпные месторождения. М., 1997. 66 с.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И СКАРНЫ ОЛЬГИНСКОГО И ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС

В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток
vkazachenko@mail.ru, elenavalper@yandex.ru

В составе триасовой кремневой формации выявлены богатые Au, Pt, Pd и многими другими металлами, определяющими металлогенический профиль Сихотэ-Алиня, контактово-метаморфизованные осадки нескольких литохимических типов — марганцевосиликатные породы и кремни с дисперсным родохрозитом, силикатно-магнетитовые руды, яшмы, а также продукты контактового метаморфизма углеродистых кремнисто-глинистых пород [1]. Подобные породы распространены в Ольгинском, Кавалеровском, Дальнегорском и Малиновском и, очевидно, в других рудных районах Сихотэ-Алиня, в контактовых ореолах крупных гранитоидных интрузий мелового возраста. В Дальнегорском и Ольгинском рудных районах присутствуют многочисленные обогащенные Mn скарновые месторождения позднемелового-палеогенового возраста с полиметаллическими, железными и борными рудами. Эти месторождения приурочены к массивам известняков — фрагментам рифов карбон-пермского и триасового возраста, сформировавшихся, по общепринятым представлениям, на океанических плосковершинных постройках основного состава, так называемых гайотах.

Для скарновых месторождений Ольгинского и Дальнегорского районов предполагалось существование генетической связи с контактово-метаморфизованными металлоносными осадками триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (как источником металлов). Основанием для этого явилось обнаружение пластовых тел марганцевосиликатных пород на площадях Садового скарново-полиметаллического и Белогорского скарново-магнетитового месторождений [2]. Впоследствии оказалось, что наряду с такой общей особенностью скарнов и металлоносных осадков, как высокое содержание Mn, существует и другая — обогащение тех и других Au, Ag, Pt и Pd и присутствие в них разнообразных минералов этих металлов [3, 4]. Эти факты, казалось бы, свидетельствуют о том, что Mn, благородные и другие металлы привносились в зоны скарно-, и рудообразования гидротермальными растворами из метаморфизованных металлоносных осадков триасового возраста. Однако результаты исследований последнего времени заставили усомниться в этом выводе. Трудно или даже невозможно объяснить таким способом, предполагающим фильтрацию растворов в породах разнообразного состава, удивительное, как оказалось, геохимическое сходство контактово-метаморфизованных металлоносных

осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и скарнов Ольгинского и Дальнегорского рудных районов. Более реальным, на наш взгляд, является представление об образовании скарновых месторождений в результате метаморфизма (с участием флюидной фазы) металлоносных отложений (приуроченных непосредственно к известнякам) или их контактово-реакционного взаимодействия с карбонатными породами. Это означает, что металлоносные осадки накапливались не только на склонах и у подножий гайотов, но и на их вершинах. Однако, в таком случае, необходимо, очевидно, объяснить избирательную приуроченность рудных концентраций Pb, Zn и В к вершинам гайотов, что почти невозможно сделать, принимая во внимание только гидрогенный или гидротермальный источник вещества.

Металлоносные осадки, скорее всего, являются продуктами размыва латеритной коры выветривания, образовавшейся по основным породам вулканических построек в условиях существовавшего в триасе аридного климата [5]. Mn, Fe и другие металлы накапливались как во внутренних бассейнах (лагунах), так и на склонах гайотов или у их подножий. Присутствие в скарнах борных и полиметаллических руд свидетельствует, очевидно, о существовании в триасе мелководных (периодически пересыхавших) и достаточно глубоководных (с зонами сероводородного заражения) лагун, соответственно. В фациях лагун (в современном виде, скарнах) и в фациях склонов и подножий гайотов (металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня), несмотря на значительную дифференциацию вещества в осадочном процессе, должны были, очевидно, проявиться некоторые геохимические особенности материнских вулканических пород. Следовательно, для обоснования изложенных выше генетических представлений требовалось провести сравнительное геохимическое изучение скарнов, метаморфизованных металлоносных отложений и магматических пород гайотов.

К большому сожалению, мы не имеем в своем распоряжении геохимических данных по магматическим породам триасового возраста, которые в современном эрозионном срезе в изученных нами районах Сихотэ-Алиня обнажены незначительно и представлены в основном линзообразными телами и горизонтами спилитов (диабазов) в кремнистых породах и дайками диабазов в известняках. Для геохимического сопоставления скарнов и металлонос-

ных осадков с породами основного состава нами использованы материалы по габброидам 11 массивов зоны меланжа Главного Уральского разлома [6]. Точки на обсуждаемых здесь диаграммах вынесены по средним содержаниям элементов.

На диаграмме «La-Ce-Nd» (рис. 1) точки метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов образуют небольшое общее поле, в которое почти попадают и точки габброидов большинства (8) массивов Главного Уральского разлома (обособленное положение на диаграмме занимают лишь точки Уральского и Чингизовского габбро-норитовых комплексов, а также гигантокристаллических пегматитовых габбро второго Миндякинского комплекса). Вместе с тем, метаморфизованные металлоносные осадки и скарны хоть и незначительно, но все же отличаются от габброидов в целом более низким относительным содержанием Nd.

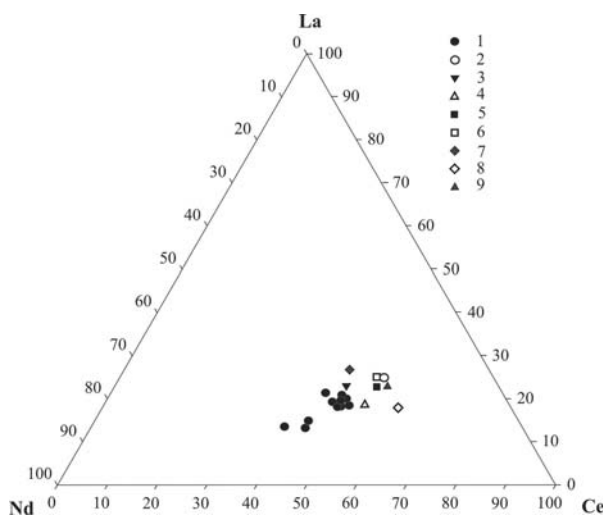


Рис. 1. Количественные соотношения (мас. %) La, Ce и Nd в скарнах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и габброидах Главного Уральского разлома.

1 — габброиды Главного Уральского разлома; 2, 3 — Николаевское и Верхнее скарново-полиметаллические месторождения Дальнегорского района; 4 — Дальнегорское боросиликатное месторождение; 5 — Белогорское скарново-магнетитовое месторождение Ольгинского района; 6, 8 — марганцевосиликатные породы Широкопаднинской (Ольгинский район) (6) и Горной (Малиновский район) (8) площадей; 7 — пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 9 — яшмы Широкопаднинской площади

На диаграмме «Sm-Eu-Gd» (рис. 2) точки метаморфизованных металлоносных отложений, скарнов и габброидов тоже образуют общее поле, которое, если не принимать во внимание две несколько обособленные точки, вытянуто вдоль «Sm-Eu»-стороны. Здесь тоже наблюдается незначительно отличие метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов от габброидов, заключающееся в несколько более высоком Eu-Sm отношении в последних. Вследствие этого точки габброидов располагаются в верхней части упомянутого поля, а метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов — преимущественно в нижней.

На диаграмме, иллюстрирующей количественные соотношения суммарных содержаний легких, средних

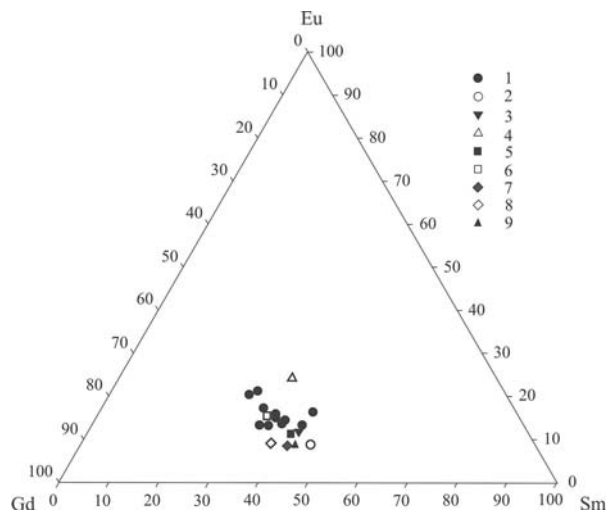


Рис. 2. Количественные соотношения (мас. %) сумм легких, средних и тяжелых редкоземельных элементов в скарнах и скарноподобных породах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, а также в контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Условные обозначения те же, что на рис. 1

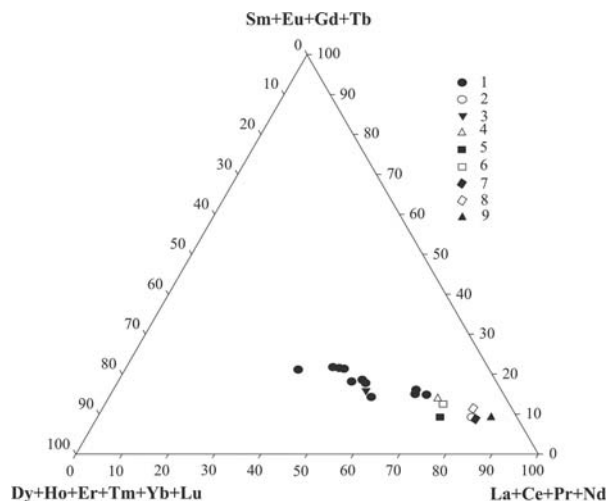


Рис. 3. Количественные соотношения (мас. %) Sm, Eu и Gd в скарнах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов, контактово-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня и габброидах Главного Уральского разлома. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

и тяжелых редкоземельных элементов (рис. 3), все точки образуют общий протяженный тренд, однако в данном случае различие между метаморфизованными металлоносными отложениями и скарнами с одной стороны, и габброидами с другой, гораздо более заметно. Оно заключается в относительном обогащении скарнов и, особенно, метаморфизованных металлоносных отложений легкими редкоземельными элементами. Скарны и метаморфизованные металлоносные отложения по количественным соотношениям суммарных содержаний легких, средних и тяжелых редкоземельных элементов наиболее близки к габброидам Нуралинского габброидного (габбро, горблендиты, габбро-диориты, диориты), Илектинского габбро-диабазового и четвертого Миндякского габбро-диабаз-диорит-граноди-

оритового комплексов. Последний комплекс сложен, главным образом, полосчатыми габбро-диабазами, содержащими шпиромы обособления габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов.

На диаграмме «Zr-Y-REE» (рис. 4) точки метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов, с одной стороны, и габброидов, с другой, распадаются на две группы, причем те и другие образуют общие тренды.

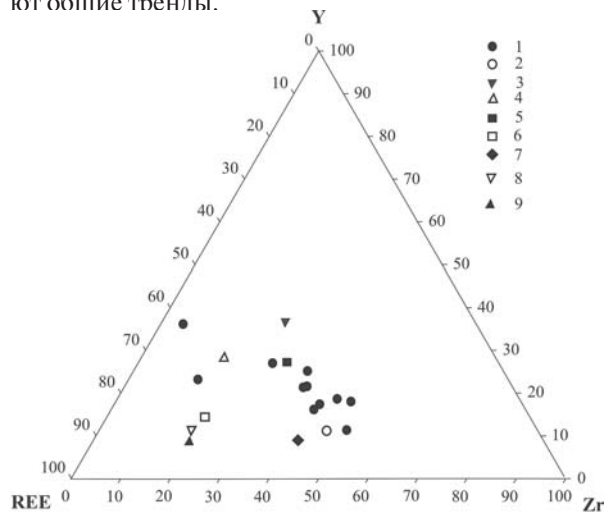


Рис. 4. Количественные соотношения (мас. %) Y, Zr и REE скарнах Ольгинского и Дальнегогорского рудных районов, контактивно-метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиния и габброидах Главного Уральского разлома.

1 — габброиды Главного Уральского разлома; 2, 3 — Николаевское и Верхнее скарново-полиметаллические месторождения; 4 — Дальнегогорское боросиликатное месторождение; 5 — Белогорское скарново-магнетитовое месторождение; 6, 8 — марганцевосиликатные породы Широкопаднинской (6) и Горной (8) площадей; 7 — пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 9 — яшмы Широкопаднинской площади

На диаграмме «(Rb+Cs)-Zr» (рис. 5) почти все точки метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов попадают в поле габброидов. На классификационной диаграмме «2Nb-Zr/4-Y» [7] (рис. 6) точки метаморфизованных металлоносных отложе-

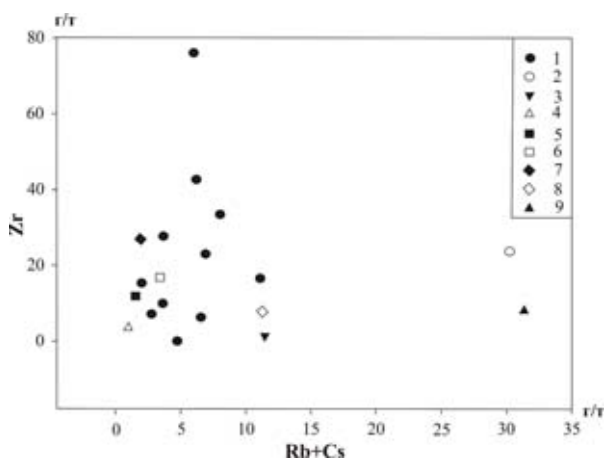


Рис. 5. Диаграмма «(Rb+Cs)-Zr» для скарнов Ольгинского и Дальнегогорского рудных районов, контактивно-метаморфизованных металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиния и габброидов Главного Уральского разлома.

Условные обозначения те же, что на рис. 1

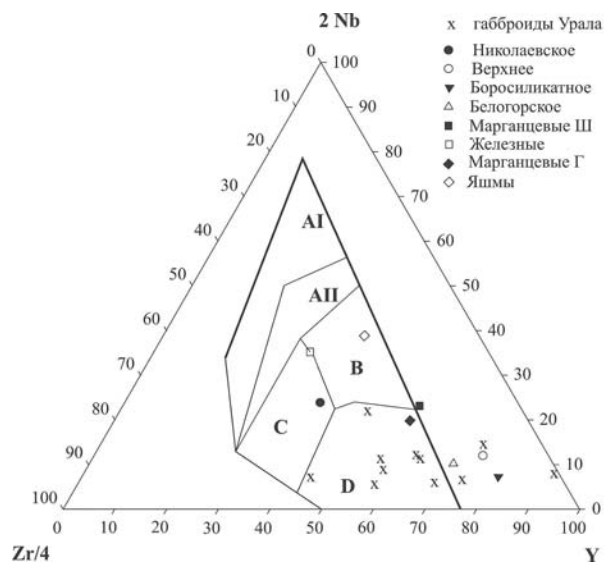


Рис. 6. Диаграмма «2Nb-Zr/4-Y» для скарнов Ольгинского и Дальнегогорского рудных районов, контактивно-метаморфизованных металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиния и габброидов Главного Уральского разлома.

1 — габброиды Главного Уральского разлома; 2, 3 — Николаевское и Верхнее скарново-полиметаллические месторождения; 4 — Дальнегогорское боросиликатное месторождение; 5 — Белогорское скарново-магнетитовое месторождение; 6, 8 — марганцевосиликатные породы Широкопаднинской (6) и Горной (8) площадей; 7 — пластовые силикатно-магнетитовые руды Широкопаднинской площади; 9 — яшмы Широкопаднинской площади.

Поля по [7]: AI — континентально-щелочные базальты; AII — континентально-щелочные+континентально-толеитовые базальты; B — обогащенные элементами примесей базальты срединно-океанических хребтов; C, D — островодужные базальты

ний, скарнов и габброидов тоже занимают, за редким исключением, близкое положение. Точки метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов образуют хорошо выраженный протяженный тренд, в начале которого расположены точки скарнов большинства нами изученных месторождений.

Таким образом, результаты сравнения свидетельствуют о несомненном геохимическом сходстве метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов как друг с другом, так и с основными магматическими породами. Этот вывод подтверждает изложенные выше представления о происхождении скарнов и металлоносных осадков. Он позволяет несколько по-иному взглянуть на основные металлогенетические особенности южной части Сихотэ-Алиния. Становятся понятными и причины обогащения метаморфизованных металлоносных отложений и скарнов Au и PGE.

Литература

1. Казаченко В. Т., Мирошниченко Н. В., Первозникова Е. В., Карабцов А. А. Приморье — новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым орудуением нетрадиционного типа // Докл. АН, 2009. Т. 425, № 5. С. 651—655.
2. Казаченко В. Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

3. Казаченко В. Т., Мирошниченко Н. В., Перевозникова Е. В., Карабцов А. А. Минеральные формы благородных металлов в металлоносных отложениях триасово-юрской углеродистой толщи Сихотэ-Алиня // Докл. АН, 2008. Т. 421. № 3. С. 383—386.

4. Казаченко В. Т., Перевозникова Е. В., Мирошниченко Н. В., Карабцов А. А. Золото и платиноиды в скарнах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов Приморья и некоторые вопросы металлогении южной части Сихотэ-Алиня // Докл. АН, 2007. Т. 414. № 5. С. 667—671.

5. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2. Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография. Владивосток: Дальнаука, 2008. 300 с.

6. Салихов Д. Н., Беликова Г. И. Габброиды зоны меланжа Главного Уральского разлома // Информ. матер. ИГ УНЦ РАН. Геол. сб. № 6, 2007. С. 106—125.

7. Meschede M. A. Method of discriminating between different types of middle-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. No 56. P. 207—218.

ПАРАГЕНЕЗ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗОКРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

О. Г. Лазур, А. А. Аббясов

ГИН РАН, Москва; *lazur@ilran.ru; ali@ilran.ru*

Ассоциация металлоносных высокоуглеродистых сланцев и железистых кварцитов (джеспилитов) изучена на Михайловском месторождении КМА. Развитие вулканической зоны в раннем и позднем докембрии, формирующей вулканы толеитовой и дифференцированной ассоциаций, завершилось заложением позднедокембрийского осадочного бассейна, в который шла разгрузка термальных металлоносных вод, возможно, в виде курильщиков. Железоскремнистые отложения накапливались в период максимального развития трансгрессии, сменившись терригенными осадками с проявлениями кислых вулкаников на регрессивном этапе формирования данной структуры. Результаты исследований по этой проблеме изложены в статье О. Г. Лазура «Михайловское месторождение железистых кварцитов (КМА)» (Литология и полезные ископаемые», 2010, в печати).

Металлоносный высокоуглеродистый сланцевый горизонт нижнекембрийского возраста в Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита проанализирован Н. А. Созиновым в сданной в печать статье «О металлах в нефтидах». В регионе на позднедокембрийской вулканической зоне сформировался обширный морской шельфовый бассейн. В отдельных его участках существовали протяженные узкие желоба — трюги, в которых изливались спилиты и термальные воды, обогащенные углеводородами, кремнеземом и микроэлементами. Приведенный в работе материал свидетельствует о ступенчатом, многоэтапном развитии рудообразующего процесса. Начальный этап отвечает во времени седиментации и диагенезу металлоносных осадков в бассейне. Следующий этап — времени тектонической активизации в регионе, когда создавались благоприятные условия для формирования рудообразующих гидротерм и концентрирования их в структурных ловушках.

Со становлением Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы в рамках Казах-

станско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива в Центральном Казахстане связано образование фаменской железомарганцевой гидротермально (вулканогенно) — осадочной рудной формации. Железомарганцевые месторождения образовались в результате функционирования гидротермально-магматической системы, возникшей при плавлении мантийного вещества. Континентальная кора в зонах рифтогенеза подвергалась дроблению, утоньшению и была пронизана поднимающимися по глубинным разломам флюидными расплавами и растворами. В период растяжения и опускания на отмирающей вулканической зоне заложился верхнепалеозойский (живет—фран—фамен) осадочный бассейн, в который разгружались термальные металлоносные флюиды. В нем накапливались черные сланцы, кремнистые и карбонатные осадки, обогащенные микро- и макрофауной и формировались месторождения марганца, стратиформные месторождения свинца, цинка, сурьмы, олова, сидеритовых и пиритовых руд.

Общей для проанализированных разновозрастных регионов является парагенетическая ассоциация металлоносных высокоуглеродистых сланцев, железоскремнистых отложений и стратиформных рудных месторождений. Они формировались в осадочных бассейнах, закладывающихся на отмирающих вулканических зонах. Намечается схема модели процесса: эволюционное развитие магматизма и вулканизма в верхней мантии, формирование высокотемпературных металлоносных флюидов на стадии отмирания вулканических зон и их разгрузка в осадочных бассейнах на фоне общего геодинамического погружения. Это привело к осаждению металлоносных высокоуглеродистых сланцев, железоскремнистых отложений и стратиформных руд металлов и фосфора в соответствующих фациях бассейна.

МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

С. Г. Парада, М. Ю. Маркин, И. Ю. Шишкалов, Ю. В. Холод, В. В. Столяров

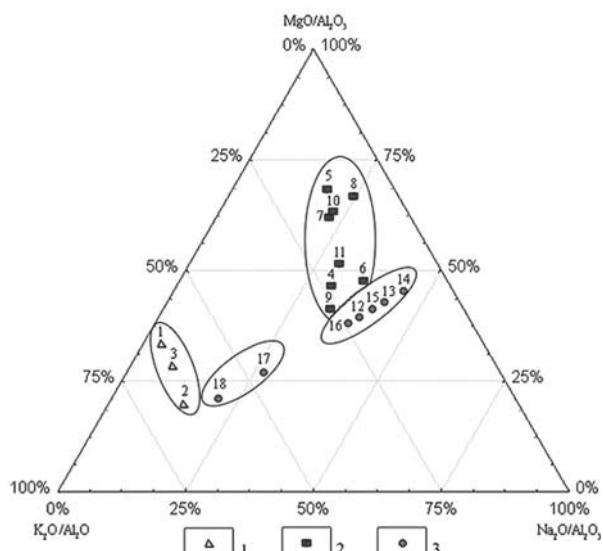
Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону; segripa@rambler.ru

1. Установлено, что черносланцевые отложения Северного Кавказа несут минералогически и генетически разнообразную кварц-карбонатную и кварцевую жильно-прожилковую и вкрапленную сульфидную минерализации вещественно-морфологический тип которой определяется фаціальными и геодинамическими обстановками седиментации, характером и полнотой проявления последующих стадий литогенеза.

2. По литолого-геохимическим особенностям выделено три основных типа черносланцевых пород на Северном Кавказе (см. рисунок), содержащих благороднометалльные минерализации различных минерально-морфологических типов. Установлено, что эти различия связаны с различными условиями седиментогенеза, характером и полнотой проявлений последующих стадий литогенеза, отразившихся на первичноосадочном минеральном составе осадков (см. таблицу).

Протерозойские черносланцевые отложения

Малкинского рудного узла накапливались в обстановке континентального склона пассивной окраины Скифской плиты в условиях лавинной седиментации продуктов размыва сиалического основания. Реконструируемый первично осадочный состав метапелитов отвечает монтмориллонит-гидрослюдистым



Треугольная диаграмма, иллюстрирующая наличие трех типов рудоносных углеродистых пород на Северном Кавказе.

1 — юрские углеродистые сланцы (1—3) Кардан-Куспартинского рудного узла, 2 — девонские углеродистые сланцы (4—11) Уруп-Лабинского рудного узла, 3 — протерозойские углеродистые сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (12—16) и неметаморфизованные породы шиджатмазской свиты (17—18) Малкинского рудного узла

стым глинам. Эти осадки, практически минуя стадию диагенеза, подверглись катагенезу, в результате чего сформировались многочисленные эксфильтрационные кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны. Породы шиджатмазской свиты сформировались в иных условиях, сходных с формированием юрских глинистых пород Кардан-Куспартинского узла о которых будет сказано ниже.

Девонские черносланцевые образования Уруп-

Лабинского рудного узла относятся к гемипелагическим отложениям, которые формировались в условиях лавинной седиментации в обстановке активизированной окраины обдукционного типа островодужного бассейна. По вещественному составу эти отложения являются весьма специфическими, что определяется преимущественно офиолитовым характером поставляемого терригенного материала и спорадическими проявлениями синхронной осадконакоплению субмаринной гидротермальной деятельности, в результате которой формировалась полиминеральная рассеянная сульфидизация. Реконструируемый первичный минеральный состав метапелитов отвечает серпентин-гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам. На этапе катагенеза сформировались многочисленные эксфильтрационные кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны, а рассеянная эксталяционно-осадочная сульфидная минерализация перераспределялась в гнездовые и прожилковые формы.

Юрские черносланцевые породы Кардан-Кус-

партинского рудного узла накапливались в относительно мелководных условиях субконтинентального морского бассейна. Первично осадочный состав пелитовых отложений по результатам пересчетов химических анализов являлся существенно каолинит-гидрослюдистым. Осадконакопление спорадически шло в застойных условиях, что приводило к образованию рассеянных сульфидов железа и их конкреций, а также глинисто-карбонатных конкреций. В осадках полно проявлена стадия диагенеза, что обеспечило консервацию некоторых количеств рудных элементов, в т. ч. золота, в образующихся диагенетических сульфидах.

3. Установлено, что углеродистое вещество черносланцевых пород весьма гетерогенно, но во всех рудных узлах имеет органическую природу и отвечает преимущественно сапропелевому типу. В Малкинском и Уруп-Лабинском узлах оно в значительной степени испытало перераспределение и преобразование в условиях катагенеза и последующих процессов метаморфизма и магматизма, в отдельных случаях вплоть до графита. В Кардан-Куспартинском узле — его преобразования относительно

**Первично-осадочный состав углеродистых пород рудных узлов Северного Кавказа по результатам пересчетов химических анализов по методике О. М. Розена (1970 г).
Все данные приведены к 100%**

№ пп	№ пробы	ГГ	МГ	КГ	Свободный кремнезем	Сидерит	Доломит	NaCl	Серпентин	Кальцит	КПШ
Кардан-Куспартинский рудный узел											
1	J _{1-2dr}	18.87	11.06	22.54	44.21	0.50	1.68	—	—	0.80	—
2	J _{1-2dz}	34.76	0.84	18.11	45.77	—	—	—	—	—	—
3	J _{1-2bz}	14.26	—	7.90	76.69	—	—	—	—	0.58	—
Урупо-Дабинский рудный узел											
4	D _{2-3an}	44.07	33.65*	—	13.76	4.34	1.23	0.88	1.97	—	—
5	D _{2-3an}	34.20	36.87*	—	12.95	2.96	1.49	0.48	10.15	0.80	—
6	D _{2-3an}	33.14	39.82*	—	13.60	7.30	—	1.32	4.23	0.58	—
7	D _{2-3an}	29.05	39.83*	—	15.46	9.04	—	0.20	6.32	—	—
8	D _{2-3an}	25.98	44.85*	—	5.05	8.45	0.26	1.25	14.06	—	—
9	D _{2-3an}	57.57	14.95*	—	20.78	—	0.64	1.88	4.08	—	—
10	D _{2-3an}	38.43	35.34*	—	5.96	7.69	0.39	0.88	11.15	—	—
11	D _{2-3ar}	50.62	36.93*	—	—	3.93	5.66	1.45	—	—	—
Малкинский рудный узел											
12	PR _h	55.81	24.71*	—	11.23	2.34	—	2.92	—	2.98	—
13	PR _h	36.32	34.06*	—	21.34	1.85	—	2.66	—	3.76	—
14	PR _{dn}	35.51	39.4*	—	12.27	7.13	—	4.45	—	0.94	—
15	PR _{dn}	50.68	29.59*	—	14.46	—	0.22	3.12	—	1.92	—
16	PR _{dn}	49.16	25.94*	—	18.45	0.77	0.42	1.74	—	3.51	—
17	PR _{sh}	37.6**	39.30	15.51	—	6.11	—	—	—	—	1.47
18	PR _{sh}	40.74**	32.62	17.03	4.12	2.63	—	—	—	—	2.85

Примечание. ГГ, МГ, КГ — гидрослюдастая, монтмориллонитовая, каолиновая глины.

* Содержание МГ рассчитано по Al₂O₃, т. к. при расчете по Na₂O возникает дефицит Al₂O₃.

** Содержание ГГ рассчитано по MgO, т. к. при расчете по K₂O, возникает дефицит MgO.

слабые. Во всех случаях на стадии седиментогенеза и диагенеза УВ являлось концентратором благородных металлов, а в условиях катагенеза и метаморфизма — донором этих металлов.

4. Обнаружено, что эксфильтрационно-катагенетические кварцевые жилы и прожилковые зоны, эксгальационно-осадочные сульфидные и сульфидно-кремнистые конкреции и залежи и участки осадочно-диагенетической сульфидизации Малкинского и Урупо-Лабинского узлов подверглись деформациям и динамо-термальному метаморфизму вместе с вмещающими их породами. Это выразилось в перекристаллизации кварца и появлении в нем вторичных водно-углекислотных включений, развитии кристаллобластических структур в агрегатах рудных минералов и закономерном изменении их типоморфных свойств, увеличении крупности и пробности частиц самородного золота. Уменьшение концентраций золота в объектах предрудной минерализации на 1–2 порядка и вмещающих породах в 2 и более раз, пропорционально интенсивности наложенных метаморфических преобразований, позволяет считать их основным источником золота при последующем эндогенном рудообразовании. Участки рассеянной осадочно-диагенетической сульфидизации и скопления сульфидных и глинисто-карбонатных конкреций Кардан-Куспартинского узла также подверглись деформациям вместе с вмещающими их толщами и, кроме того, воздействию эффузивного и экструзивного магматизма. В результате произошла их перекристаллизация и перераспределение золота и др. химических элементов, что привело к формированию промышленного золотого оруденения.

5. Впервые выделен рудоподготовительный период в истории формирования золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах Северного Кавказа, который связан с этапом накопления и постседиментационного преобразования углеродисто-терригенных осадков. В этот период в больших объемах горных пород образовались повышенные концентрации золота (до 0.п–п.0 г/т) и его спутников, концентрирующихся в осадочно-диагенетических сульфидах, зонах концентрации латераль-секреционных кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков, конкрециях и залежах субмаринных эксгальационно-осадочных сульфидных и сульфидно-кремнистых образований. Такие крупнообъемные скопления относительно слабо золотосных минерализаций являлись источником золота в последующих эндогенных рудообразующих процессах.

6. Установлено, что формирование предрудных благороднометалльных минерализаций в черносланцевых комплексах Северного Кавказа описываются разработанными нами ранее для черносланцевых объектов Средней Азии, Сибири и Востока России литогенетическими моделями, — осадочно-диагенетической, эксфильтрационно-катагенетической и эксгальационно-осадочной. На основе этих моделей показана перспективность Северного Кавказа на выявление благороднометалльного оруденения черносланцевого типа. Выявлены и описаны не известные ранее прямые признаки золотосности и платиноидосности черносланцевых отложений изученных рудных узлов.

7. Выявленная роль этапа литогенеза как периода рудоподготовки в формировании металлоносности черносланцевых комплексов, когда в крупных объемах горных пород создаются рассеянные относительно слабо золотосные минерализации, имеет практическое значение в том, что значительно расширяет перспективы обнаружения месторождений в слабо изученных амагматических и не затронутых метаморфизмом черносланцевых комплексах, так как предполагает возможность образования крупнообъемных зон золотосных минерализаций в условиях литогенеза. При благоприятных геоморфологических условиях участки литогенной минерализации обеспечивают россыпную золотосность и платиноидосность некоторых регионов, а при наличии соответствующих технологий и технических возможностей могут представлять самостоятельный интерес для промышленной разработки. В районах проявления зонального метаморфизма и (или) магматизма такие участки литогенной минерализации могут служить поисковым признаком и критерием высокой продуктивности эндогенных месторождений золота и платины. В обоих случаях полученные данные о зависимости вещественного типа золотосной минерализации от литолого-геохимических особенностей вмещающих пород позволяют более обоснованно выбирать перспективные участки и рациональный комплекс прогнозно-поисковых и геологоразведочных работ.

8. Предложенные минералого-геохимические критерии диагностики геодинамических обстановок накопления черносланцевых толщ и прогноза вещественных типов золотого оруденения могут послужить литолого-геохимической основой классификации промышленных месторождений золота в черносланцевых комплексах Северного Кавказа и генетической основой геолого-поисковой модели.

СИНГЕНЕТИЧНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, КАК ПРИЗНАК ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Н. С. Сиваш, Н. В. Берг

Геологический факультет Ухтинского государственного технического университета, Ухта
Sivash_Nat@mail.ru, Berg-Nadya@yandex.ru

На территории Южного Тимана, и в частности, Ухтинской структуры, известна полиметаллическая минерализация. В геологическом строении Ухтинской складки принимают участие породы фундамента, метаморфизованные в фации зеленых сланцев и осадочный чехол, представленный терригенными, карбонатными, кремнисто-карбонатными формациями среднего и верхнего девона. Породы разбиты разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного, реже субмеридианального и субширотного простирания, которые сопровождаются зонами повышенной трещиноватости, особенно на участках их пересечения.

Сингенетичная минерализация в пределах структуры пригавлена достаточно широко. При общей зараженности всего разреза сульфидами существенное обогащения этими минералами носит локальный характер — прежде всего, на контактах свит. Наиболее обогащенным сульфидами является контакт доманиковой и устьярегской свит, где содержание сульфидов местами достигает 10—15 % от объема породы. Здесь преобладает пирит в хорошо образованных кристаллах, который непосредственно на контакте образует ветвящиеся, жгутообразные либо сплошные скопления, представляющие, по-видимому, полости, оставленные на стадии седиментогенеза роющими животными и полностью заполненные сульфидами. Глины устьярегской свиты ниже контакта также существенно обогащены сульфидами (пирит, марказит) в виде хорошо образованных кристаллов, их агрегатов и мелких пирит-марказитовых конкреций. Аналогичное обогащение сульфидами отмечается в глинах на контакте ветласянской и сирачойской свит, где установлены повышенные содержания Cu, Zn и Pb (скв. 15-К, ПСА) [4].

На юго-восточной периклинали Ухтинской структуры в карбонатных стяжениях из глин ветлосянского возраста (р. Лыаель) установлено послонное скопление пирита и отдельные обособления, выполненные сфалеритом. На контакте таких обособлений с породой отмечен арсенопирит. Для нижней части разреза ветлосянской свиты также отмечается локальное обогащение глин сфалеритом. В некоторых скважинах Западно-Куратовского месторождения глин его содержание в тяжелой фракции достигало 75 % (при крайне незначительном ее выходе) [3].

Наиболее изученной является сингенетичная минерализация доманиковой свиты D_3^{fr} , для которой характерно многообразие форм локализации рудного вещества. Прежде всего, это прослойки сульфидов в известняках мощностью 3—5, реже до 7—10 мм, расположенные на расстоянии 5—7, реже

10 см друг от друга, что при выветривании придает породе характерный полосчатый облик. В битуминозных сланцах (скрытокристаллических известняках) на отдельных участках разреза сульфиды стратиформны (вероятно, и сингенетичны), образуя тонкое (от нитевидного до 1—2 мм) переслаивание с битуминозными сланцами. На таких участках содержание сульфидов достигает 75—80 % (скв. 252ПЗ). В скважине 15К в аналогичных битуминозных сланцах в виде тонкой сыпи наблюдался халькопирит. Чаще сульфиды локализируются в виде конкреций размером от 1—2 до 5—7 и даже 10 см, ориентированных согласно слоистости. В известняках конкреции, как правило, имеют округлую или эллипсоидную форму. Сгуженность конкреций на отдельных участках достигает 25—30 до 40 %, что при выветривании создает своеобразную ямчато-бугорчатую поверхность горной породы. Во фтанитах конкреции чаще имеют плоские, вытянутые по слоистости формы, причем толщина конкреций в 10—15 раз меньше их длины. В плане такие конкреции также имеют эллипсоидную форму. Еще одной распространенной формой выделения сульфидов является сульфидная «рубашка» на карбонатных и кремнистых конкрециях. На карбонатных конкрециях насчитывается от 1—2 до 4 сульфидных прослоев, что указывает, как мы считаем, на пульсационный характер поступления рудных растворов. Мощность таких прослоев, как правило, невелика и составляет 2—3 мм, хотя на крупных (до 1 м) караваеобразных конкрециях она может достигать 1 см (карьер на левом берегу в среднем течении р. Доманик). Здесь непосредственно ниже горизонта караваеобразных конкреций в сильно битуминозных скрытокристаллических известняках (битуминозных сланцах) наблюдался горизонт сульфидных конкреций размером до 7—8 см, где содержание сульфидных конкреций достигает 15—20 %. В голубовато-серых глинах, залегающих ниже битуминозных сланцев, также содержатся обильные включения мелких (до 1—1.5 см) конкреций, кристаллов и сростков пирита и марказита. Вскрытая мощность глин в днище карьера составляла около 1 м. Выше горизонта караваеобразных конкреций во фтанитах наблюдались тонкие (до 1—2 мм) прослойки сульфидов, замещенных гидроксидами железа, что также свидетельствует о пульсационном поступлении рудных растворов в бассейн осадконакопления.

В битуминозных сланцах и глинах доманиковой свиты установлены также биоморфные выделения сульфидов, представленные образованиями неправильной, вытянутой формы длиной не более 5 см. Они имеют круглое или овальное поперечное сечение форму размером от 1—2 до 5—7 мм. В усло-

виях они также гипергенеза замещаются гидроксидами железа ржаво-желтого, реже черного цвета.

Отдельно необходимо остановиться на прослоях глин в составе доманиковой свиты, которые фиксируются, как минимум, на двух уровнях.

Первый прослой глин установлен в 10—15 м выше подошвы доманиковых отложений и выходит на дневную поверхность в низах обнажения на левом берегу р. Чуть (300 м выше устья), на правом берегу р. Чуть в 500 м выше газопровода «Сияние Севера», и фрагментарно — вдоль левого берега р. Ухта между устьями рек Чуть и Крохаль. Для глин этого уровня характерно присутствие обильной сульфидной минерализации. В ее составе кроме традиционных для доманика пирита и марказита, присутствует сфалерит. Содержание сфалерита изменяется от знаков до 28 % от веса тяжелой фракции при крайне незначительном выходе последней. Однако в глинах на устье р. Чуть выход тяжелой фракции составил 2.8—42.8 кг/м³. Основу тяжелой фракции составляют пирит и марказит в соотношении 1:1. Минеральные формы представлены хорошо образованными кристаллами. Для пирита это кубы, очень редко октаэдр, часты срастания кубов пирита в параллелепипеды. Подобные срастания в породе выглядят как иголки, прорастающие поперёк слоистости, т. е. кристаллы пирита начали формироваться уже на начальной стадии диагенеза. Кристаллы марказита копьевидные, пластинчатые, гребневидные, при срастании с пиритом или между собой образуют агрегаты самой разнообразной причудливой формы: скипетровидной, кувалдообразной, нередко встречаются кубы с хвостиками, стяжения «икряной» структуры шарообразной, овальной и неправильной формы, пирит-марказитовые конкреции размером до 2.0—2.5 см, типичны псевдоморфозы по органическим остаткам. Изредка встречаются псевдоморфозы, выполненные сфалеритом [2].

Сфалерит в основном представлен дисковидными образованиями, утолщенными в центральной части и постепенно сужающимися к краям. Образованы такие диски срастанием кристаллов таблитчатой (квадратной, реже псевдогексагональной) формы. Окраска подобных агрегатов коричневая до черной. Центральная часть дисков обычно черная, в краях — до светло-бурой. Иногда встречаются агрегаты с обратной зональностью окраски, еще реже встречаются агрегаты, в которых смена окраски отмечается 2—3 раза. Следует отметить, что сфалерит здесь, как правило, встречается в классе +0.5 и более (до 3—4 мм), редко +0.25—0.5. Аналогичная картина наблюдается для глин правобережья р. Ухта. Сфалерит из глин скважины 1-ВД, расположенной на въезде на первые Воденские дачи, наоборот, имеет размерность +0.25 и менее.

Второй прослой глин расположен на 10—15 м выше первого и содержит только пирит и марказит, а в глинах карьера Лесник — и знаки халькопирита. Характер выделений пирита и марказита аналогичен таковым в первом прослое [2].

Сингенетичная минерализация непосредственно связана с процессами литогенеза. На стадии седиментогенеза при поступлении в область накопле-

ния постмагматических гидротермальных растворов в локальных понижениях дна бассейна происходило накопление привнесенных веществ, и формирование своеобразных кремнисто-карбонатных образований доманиковой свиты. Гидротермальные растворы связаны с завершающим этапом формирования канино-тиманского вулканогенного комплекса верхнедевонского возраста. Поступление растворов осуществлялось по зонам повышенной трещиноватости, связанным с разломами, по которым происходило внедрение магматических расплавов. Вместе с гидротермальными растворами в осадок поступало рудное вещество, которое в условиях сероводородного заражения, существовавшего в локальных понижениях дна бассейна, на стадии диагенеза фиксировалось в виде сульфидов. Поступление рудных растворов носило спорадический, пульсационный характер, что обусловило локальное и весьма существенное обогащение отдельных интервалов сульфидами. Для таких интервалов характерен более широкий набор минералов: кроме сфалерита в знаках появляются халькопирит, галенит, арсенипирит. Все отмеченные проявления сульфидной минерализации в доманике пространственно и, по-видимому, генетически связаны с зонами крупных долгоживущих разрывных нарушений, которые не только являлись поставщиками рудного вещества, но и формировали условия (локальные понижения дна бассейна) для накопления и сохранения рудного вещества от разубоживания.

Здесь следует отметить что литология, условия формирования отложений доманиковой свиты и ее рудная составляющая близки к таковым для Атасуйского рудного района [1]. В частности здесь широким распространением пользуются ритмиты, обязательной составляющей которых являются прослойки пирита. Такие ритмиты залегают в нижней части продуктивной пачки и связаны с сингенетичными полиметаллическими рудами, залегающими непосредственно выше их (месторождение Жайрем). Вследствие этого особый интерес представляет сфалерит брусковидной формы из глин обн. № 1 (коллекция д. г.-м. н. О. С. Кочеткова). Данный сфалерит по своей морфологии кардинально отличается от сфалерита доманиковых глин и может являться представителем сингенетичной полиметаллической минерализации, залегающей непосредственно выше ритмитов. Это позволяет предполагать наличие рудопоявления к северу от карьера Лесник и обнажения № 1, в которых установлены ритмиты и данный сфалерит.

Локальное обогащение сульфидами отмечается в карьере Ярега (правый берег р. Ярега). Кроме того, в карьере установлены тектонические брекчии и согласные кальцитовые жилы (по межпластовым срывам (?), аналогично м-нию Жайрем [1]), которые также содержат сульфидную минерализацию. Выходы доманиковой свиты на склонах коренного берега рек Ухта и Чуть трассируются полиметаллической геохимической аномалией в рыхлых отложениях (аномалия «Нефтянка») [3, 4]

Следует отметить, что для микрокомпонентов сухого остатка вод доманиковой свиты характерна

полиметаллическая ассоциация с марганцем. Воды доманиковой свиты содержат повышенные содержания (значительно превышающие кларки и ПДК) Cu, Zn, Pb, а также Fe и Mn (ГС-50, ГДП-200). Если полиметаллическая ассоциация микрокомпонентов однозначно связывается с сульфидной минерализацией (Pb до 3000 мкг/л; Cu — 0.5 %, ПСА, и 0.16 % — по химическому анализу и т. д.), то источник высоких содержаний железа и марганца в водах не ясен. На правом берегу р. Ухта выявлена комплексная геохимическая аномалия, содержание марганца в которой достигало 1 % (донное опробование, ПСА). Учитывая тот факт, что для месторождений атасуйского типа характерно пространственное совмещение полиметаллического и железо-марганцевого оруденения, можно предполагать наличие в отложениях доманиковой свиты не только полиметаллического, но и сингенетического железо-марганцевого оруденения.

Все вышеперечисленные объекты расположены в зоне Ярегского сброса и пространственно совмещены с геохимическими и шлиховыми потоками (сфалерит до 2—16 %, галенит — 2 %), имеющими полиметаллическую специализацию. Территория, на которой они расположены, характеризуется аномальными физическими полями. Геохимические, геофизические и минералогические аномалии являются поисковыми признаками первого рода и вместе с прямыми признаками проявления сульфидной минерализации могут свидетельствовать об определенной перспективности данной территории на обнаружение полиметаллического оруденения.

В заключение следует отметить, что все выявленные к настоящему времени рудопроявления и пункты минерализации пространственно тяготеют к участкам нефтепроявлений или месторождениям

нефти и газа. В частности, карьер Лесник и обн. 1 расположены в пределах Нижне-Чутинского месторождения нефти, карьер Ярега — на северо-западном фланге Ярегского месторождения. Исследования современных гидротермальных полей морей и океанов убедительно показали, что все гидротермы (включая гидротермы полей срединно-океанических хребтов) имеют в своем составе углеводороды (Ю. А. Богданов, 1992 г.). Эти гидротермальные поля являются оазисами бурной жизнедеятельности, а гидротермы — источником тепла и пищи. Сероводород, выделяемый анаэробными бактериями, связывал поступающее рудное вещество в сульфиды, а продукты жизнедеятельности бентосных организмов обусловили обогащение формирующегося осадка органическим веществом. Таким образом, сульфидная минерализация, как эпи-, так и сигенетическая, может являться поисковым признаком присутствия на данной территории не только полиметаллической минерализации, но и скоплений углеводородов.

Литература

1. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 2. 399 с.
2. *Русинов А. Ю.* Металлоносность глин доманиковой свиты верхнего девона на примере Ухтинской складки // Севергеоэкотех-2006: Материалы VII междунар. молодежн. науч. конф. 2006. Ч. 2. С. 278—280.
3. *Сиваш Н. С., Богданов Б. П., Бармин А. В.* и др. Информационный отчет о групповой комплексной геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 на листах Р-39-23-А, Б, Г; 24-А, В. Фонды УФ ОАО «Полярноуралгеология», 1999. Т. 1, 2.
4. *Юманов Ф. Л. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листа Р-39-VI (Ухтинская площадь). Фонды ООО «Геолог-1», 2004.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ЛАНТАНОИДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СТАДИАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНОЗЕМНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА

В. И. Сиротин, Е. Е. Белявцева

Геологический факультет Воронежского государственного университета, Воронеж
BelyavcevaEE@yandex.ru

В породах погребенных древних кор выветривания запечатляются не только условия субаэрального выветривания, но и другие условия гипергенеза, породившие появление новых минералогических ассоциаций. В рамках учения о корях выветривания принято говорить о вторичных наложенных процессах, чаще объединяя их термином «катагенетические процессы». Термин «диагенез» для погребенных кор выветривания обычно не используется, а между тем в их истории возможно и даже необходимо выделение стадий корообразования, диагенеза, катагенеза, причем каждая из этих стадий вполне может оказаться не одноактным процессом, а разбиваться на отдельные временные интервалы, подстадии.

Наглядным объектом, иллюстрирующим многоэтапность формирования, являются богатые железные руды и бокситы Белгородского боксито-железорудного района КМА. Источником алюминия для бокситов-латеритов являются сланцы курской и оскольской серии раннего протерозоя: темно-серые, иногда почти черные углисто-кварц-серицитовые, углисто-кварц-гидрослюдистые, кварц-серицит-биотитовые [1].

Для выяснения состава протерозойских осадков, превращенных в осадочные породы, а затем и в сланцы курской и оскольской серий, было выполнено определение содержания кварца химическим путем в 30 образцах, оно оказалось равным 29—37 %. Эти данные позволили рассчитать химический состав глинистой фракции, из которой следовало, что протерозойские осадки имели преимущественно кварц-каолинитовый или кварц-гидрослюдисто-каолинитовый состав. Таким образом, снимается вопрос о невозможности образования каолинита в докембрии — глубокое химическое выветривание с образованием каолинита, а возможно, и минералов свободного глинозема было столь же обычным явлением в протерозойский эон, что и в фанерозое. Следовательно, источником алюминия в бокситах КМА была изначально зрелая осадочная кварц-каолинитовая и кварц-гидрослюдисто-каолинитовая ассоциации, превращенные затем в метаморфогенные углисто-кварц-серицитовую и углисто-кварц-биотитовую парагенетические ассоциации.

В течение длительного времени в долатеритный (довизейский) этап эти ассоциации подвергались выветриванию и эрозии. Во время перерывов каолинитизация «поддерживалась» в течение благоприятных довизейских (например, девонских) эпох корообразования в «перманентных» или внутриплатформенных корях выветривания, приведших к ра-

створению кварца, к серицитизации отдельных интервалов коры выветривания на сланцах. В коре выветривания железистых кварцитов образовались богатые железные руды.

В визейский век формируется бескварцевая каолинит-серицитовая ассоциация с гематитом и гетитом. «Коровый» серицит по химическому составу идентичен мусковиту $2M_1$, а данные по балансу вещества указывают на его образование с некоторым привнесением калия; время образования серицита не установлено, но вполне возможно, что оно могло произойти и в довизейское время — в течение девонских эпох корообразования.

Дифрактометрическое исследование каолинита визейской ассоциации свидетельствует о его крайней неупорядоченности и о присутствии рентгеноаморфной фазы оксидов и гидроксидов железа. Именно эта ассоциация минералов является предтечей ассоциаций, содержащих минералы свободного глинозема (гиббсит и бемит). Минералы свободного глинозема в виде примеси появляются и в богатых железных рудах.

Сравнительный анализ бокситообразования Северо-Онежского региона и КМА позволил уточнить стадии бокситообразования: 1) латеритная, окислительная, конечного промывного гидролиза с формированием зоны свободного глинозема IV (латерита): а) гиббситовой со структурой сплошной или частичной (очковой) раскристаллизации; б) бёмитовой с пятнистой макроструктурой (скрытокристаллической формой бёмита); 2) латеритно-диагенетическая, преимущественно окислительная с преобладанием проточного гидролиза с формированием остаточно-метасоматических бёмитовых бокситов (макропористых «губчатых», макропористых псевдобобовых, реликтово-псевдобобовых и тонкопористых); 3) диагенетическая, преимущественно восстановительная: затухание проточного гидролиза, завершение формирования диагенетических структур (образование остаточно-метасоматических бокситов с шамозитом, сидеритом, иногда пиритом, каолинитом) с ухудшением качества бокситов [2].

Поведение лантаноидов в глиноземной коре выветривания подтверждает ее зональное строение. Зоны I и II характеризуются относительно материнских пород незначительно повышенными содержаниями REE, зона III — пониженными содержаниями легких и средних, а зона IV — повышенными содержаниями всех REE. Однако макропористые бокситы латеритной и латеритно-диагенетической окислительной стадии обогащены лантаноидами,

тогда как плотные бокситы диагенетической восстановительной стадии — обеднены.

Литолого-минералогическая характеристика опорных бокситоносных разрезов, выделение минеральных ассоциаций в истории формирования бокситового латеритного профиля, дополненные анализом поведения лантаноидов при его формировании, дают возможность провести более квалифицированный стадийный анализ бокситов и скорректировать схему эволюции литологических типов бокситов.

Литература

1. *Сиротин В. И.* Стадийный анализ древней глиноземной коры выветривания КМА // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М., 1980. С. 239—253.
2. *Сиротин В. И., Белянцева Е. Е.* О соотношении промывного и проточного гидролиза в образовании бокситов (на примере провинций КМА и Северной Онеги) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология, 2008. № 2, июль-декабрь. С. 44—53.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РИФЕЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАЯРДАКСКОГО И ЯМАНТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А. В. Сначёв, Ф. Р. Ардисламов

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

SAVant@rambler.ru

В пределах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев нами в 2005—2009 гг. изучались углеродистые отложения рифея в кызылташской, юшинской (R_1), машакской (R_2), зигальгинской и зигазино-комаровской (R_3) свитах.

Кызылташская свита состоит преимущественно из сланцев мусковит-кварцевых, плагиоклаз-мусковит-кварцевых, часто графитсодержащих, графитистых кварцитов. В основании свиты широко развиты мрамора. *Юшинская свита* представлена переслаиванием серицито-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев с алевролитами, песчаниками и доломитами, завершающими раннерифейский седиментационный цикл. Образования *машакской свиты* начинают разрез среднерифейского седиментационного цикла с характерным набором типичных грабенных отложений — основных и кислых эффузивов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с пачками и горизонтами углеродисто-глинистых сланцев. В составе *зигальгинской свиты* углеродистые сланцы (алевроитовые и алевропелитовые) залегают в виде выдержанного горизонта, разделяющего кварциты (кварцито-песчаники). Наиболее широким распространением углеродистые сланцы пользуются в составе *зигазино-комаровской свиты*. Они сложены в переменных соотношениях хлорит-серицит-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, слюдисто-полевошпат-кварцевыми сланцами, кварцевыми алевролитами и песчаниками, в той или иной степени обогащенными углеродистым веществом.

Известно, что углеродистые отложения являются весьма информативными породами, изучение которых может пролить свет на палеогеографические условия в период формирования исходных осадков. К числу информативных признаков относятся и литохимические. Нами проведен силикатный анализ 31 пробы черносланцевых образований и рассчитан ряд литохимических параметров. К сожалению, количество проб крайне неравномерно распределено по четырем указанным свитам: 11 относятся к машакской свите, по 2 — к юшинской и зигазино-комаровской, 16 — зигальгинской.

В углеродистых сланцах северной части Ямантауского и Маярдакского антиклинориев содержания органического углерода составляют от 0.2 до 1.58 %, что позволяет относить их к низкоуглеродистому типу [3, 4]. Повышенные содержания CO_2 (1.8—2.7 %) и параметра $C = CaO + MgO$ (1.5—5.5, в среднем 3.42 %) для рассматриваемых углеродистых отложений свидетельствует о достаточной насыщенности морской воды углекислотой, что характерно для мелководного бассейна.

Для определения формационной принадлежности рифейских черносланцевых отложений использовалась диаграмма A-S-C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [1]. Параметры $A = [Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)] \cdot 1000$ и $S = [SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)] \cdot 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ — в массовых долях оксидов. По характеру распределения анализов на диаграмме мы видим, что абсолютное их большинство попадает в поле терригенно-углеродистой формации. Лишь единичные образцы машакской и зигальгинской свит находятся в поле кремнисто-углеродистой или карбонатно-углеродистой формаций. Более низкие средние значения параметра A для машакской свиты (21.19) по сравнению с зигальгинской (102.90) и высокие параметра S (890.28 и 756.77 соответственно) указывают на большую химическую зрелость и «чистоту» первых относительно вторых. Точки распределения анализов для зигазино-комаровской и юшинской свит на данной диаграмме больше тяготеют к достаточно компактному рою анализов зигальгинской свиты.

Основную долю в терригенной примеси, рассчитанной по петрогенным окислам, занимает Al_2O_3 (до 80 %), который в свою очередь имеет обратную корреляционную зависимость с параметром S. При анализе параметров S и Al_2O_3 интерес представляют не столько абсолютные значения, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг. Это дает возможность оценить долю терригенной примеси в углеродистых сланцах по всей рассматриваемой площади. Для углеродистых отложений *машакской свиты* мы видим плавное возрастание величины параметра S в юго-восточном направлении и уменьшение содержания Al_2O_3 , что указывает на расположение источника сноса терригенного и вулканогенного материала с северо-западной стороны. На это указывают и геологические данные, так в разрезах северо-западной части площади широко развиты грубообломочные породы, а в ее южной части разрезы нацело сложены либо сланцами, либо базальтами. Обратную картину распределения параметра S и Al_2O_3 мы наблюдаем для отложений *зигальгинской свиты*, здесь большие значения параметра S и меньшие для Al_2O_3 (следовательно, большая удаленность от источника сноса) отмечаются для разрезов в северо-западной части изучаемой площади, что указывает на изменение направления сноса терригенного и вулканогенного материала на противоположный.

Для интерпретации состава углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [7].

Гидролизатный модуль ($GM = (TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$). Для машакской свиты, в целом, характерны более низкие значения гидролизатного модуля по сравнению с остальными: в среднем 0.33, тогда как для зигальгинской — 0.50, юшинской — 0.49 и зигазино-комаровской — 0.49, что в очередной раз указывает на их относительно большую зрелость и, возможно, большую удаленность от источника привноса терригенного материала.

Титановый модуль ($TM = TiO_2 / Al_2O_3$). Значения титанового модуля для терригенно-углеродистых отложений зигазино-комаровской, зигальгинской, машакской и юшинской свит укладываются в диапазон от 0.032 до 0.087, что соответствует значениям для песков и алевролитов в прибрежно-морской фациальной обстановке. Значения ТМ позволяют говорить о более мелководных условиях накопления углеродистых отложений в зигальгинское время, чем в машакское.

Тройная петрохимическая диаграмма Н. П. Семенико служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [6]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100 %. Глинозёмистость (A^*) = $100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$, известковистость (C^*) = $100 \cdot CaO / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$, ферромагнезиальность ($F + M$) = $100 \cdot (MgO + Fe_2O_3 + FeO) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$. Точки состава терригенно-углеродистых отложения северной части Башкирского антиклинория на диаграмме $A^*-C^*(F+M)$, показывают, что петрофонд для машакской и зигальгинской свит различался. В частности, в машакских черных сланцах петрофонд был довольно близок к одновозрастным базальтам и риолитам, что указывает на значительную долю вулканогенного материала в черносланцевых образованиях машакской свиты и практически полное его отсутствие в породах других свит.

Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для накопления многих промышленно важных химических элементов.

В изученных черных сланцах очень часто наблюдается сульфидизация: от единичных вкрапленных зерен пирита до образования сульфидных прожилков мощностью до 1 см при содержании сульфидов в породах до 25—30 %. Чаще всего в обнажениях и элювиально-делювиальных развалах встречаются в той или иной степени выветрелые породы, в которых на месте первичных сульфидов остаются либо пустоты кубического габитуса, либо образуются зоны кавернозной текстуры, интенсивно ожелезненные. При дальнейшем выветривании на месте таких пород образуются бурые железняки.

Золото относится к числу наиболее изученных элементов-примесей черных сланцев. Кларковые содержания золота в углеродистых отложениях мира, оцененные разными способами, составляют

8—100 мг/т [8], аномальными можно считать содержания в 20—35 мг/т, сильной аномалией — 35—50 мг/т, рудогенной аномалией — >50 мг/т.

Нами проведено выборочное штучное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев. Определения золота, платины, палладия, родия и иридия (46 проб) выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (зав. лаборатории В. В. Дистлер) химико-спектральным методом. Нижние пределы количественных определений всех элементов — 0.0005 г/т. Среднее содержание золота по породам машакской свиты составляет 0.183 г/т (14 проб), зигазино-комаровской — 0.290 г/т (21 проба), юшинской — 0.030 г/т (9 проб). Для первых двух стратиграфических подразделений это в 4—6 раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же значения концентрации золота в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты достигают 2.05 г/т в небольшом карьере у дороги между г. Белорецк и пос. Отнурок-1 и 1.42 г/т на горе Мягкая, в машакской свите — 1.68 г/т на западном склоне г. Широкая.

Платиноиды. В последние десятилетия были открыты ранее неизвестные промышленные месторождения благородных металлов в черносланцевых комплексах, в которых совместно с основными промышленными компонентами (Au, Mo, V и т. д.) присутствуют металлы платиновой группы. Максимальные содержания платиноидов в углеродистых отложениях Южного Урала установлены в метаморфически изменённых чёрных сланцах (O—S) в бассейне рр. Бетеря и Тупаргасс (зона Уралтау), где получены содержания Pt — до 0.23 г/т, а Pd — до 1.8 г/т [5]. Средние же содержания ЭПГ в углеродистых отложениях, рассчитанных по 22 рудным районам Сибири, Казахстана и Урала, составляют: Pt — 5 мг/т, Pd — 1—3 мг/т, Ir — 3 мг/т, Rh — 4 мг/т [2].

Изученные углеродистые сланцы весьма перспективны на палладий, особенно породы кызылташской толщи, где отмечены содержания Pd в 0.48 и 0.89 г/т, а в среднем — 0.20 г/т ($n = 8$). Для образований машакской свиты эти показатели заметно меньше — 0.27 г/т и 0.046 г/т (среднее, $n = 10$). По зигазино-комаровской свите имеем средние значения по палладию — 0.061 г/т, а максимальные — 0.21 г/т ($n = 21$). По иридию и родию все значения находятся либо в пределах фона, либо — на пределах обнаружения. Немного более высокие содержания установлены в сланцах по платине: зигазино-комаровская свита — в среднем 0.01 г/т Pt при максимальном — 0.056 г/т; машакская свита, соответственно — 0.016 г/т и 0.083 г/т; кызылташская — 0.002 г/т и 0.006 г/т Pt.

Выводы

1. Рифейские черные сланцы являются низкоуглеродистыми, принадлежат к терригенно-углеродистой формации и образовались в пределах прибрежно-морских и, реже, мелководно-морских бассейнов.

2. В машакское время осадочный бассейн был более глубоководным, чем в зигальгинское. Углеродистые отложения, накапливающиеся в его пре-

делах, являются более химически «зрелыми» и «чистыми» относительно других. В них присутствует значительная доля вулканогенного материала, представляющего собой продукты размыва нижележащих базальтов и риолитов машакской свиты.

3. Для углеродистых отложений зигальгинской и машакской свит существовали разные источники сноса терригенного материала, отличные не только по химическому составу, но и по направлению движения. В машакское время снос происходил с северо-западной стороны, в зигальгинское — с юго-восточной.

4. Углеродистые отложения северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев обладают достаточно высокими перспективами на поиски благороднометальной минерализации.

Литература

1. Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 46—57.

2. Коробейников А. Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия, 1985. № 12. С. 1747—1754.

3. Маслов А. В. Рифейские углеродистые отложения Башкирского мегантиклинория // Литол. и полезн. ископаемые, 1998. № 3. С. 101—109.

4. Рыкус М. В., Андреев Н. И., Муркин В. П., Маслов А. В., Сначев В. И. Углеродистые отложения докембрия Южного Урала: Препринт. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 40 с.

5. Рыкус М. В., Сначёв В. И., Сначёв А. В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков: Материалы Респуб. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2000. С. 179—191.

6. Семенов Н. П., Головкин Н. И., Жуков Г. В., Ладнева В. Д., Макухина А. А. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: АН УССР, 1956. 215 с.

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

8. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в чёрных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.

ИНДИКАТОРЫ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

А. Р. Файзиев¹, А. Г. Махмадалиев²

¹Институт геологии Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе; *faisiev38@mail.ru*

²Главное упр. геологии при Правительстве Республики Таджикистан, Душанбе; *abdusalom@mail.ru*

В Таджикистане проявления стратиформной свинцово-цинковой минерализации известны почти по всему разрезу мезокайнозойских отложений северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии под названием Больджуанский рудный район. Наиболее крупными из них являются Иокуньж, Санги-Сабз, Больджуан, Ходжа-Мастон и Дарайсо. Самыми древними проявлениями этой минерализации (раннесреднеюрское) является Иокуньжское и некоторые другие в песчаных горизонтах по всей полосе развития грингской свиты нижней—средней юры. Однако максимальная концентрация свинцово-цинкового оруденения приурочена к карбонатным отложениям верхнего мела—нижнего палеогена. Здесь известны промышленные концентрации Pb и Zn на четырех стратиграфических уровнях: в органогенных доломитизированных известняках сенона (месторождение Ходжа-Мастон); в основании сенонской части разреза в седиментогенной известняково-доломитовой брекчии и известковистых доломитах (Иокуньж); в рифогенных образованиях кампан—маастрихта (Больджуан); и в нижнепалеогеновой карбонатной толще (Санги-Сабз). Кроме того, проявления этигенетической свинцово-цинковой минерализации известны среди орогенных моласс нижнего миоцена (Дарайсо).

Характерными особенностями стратиформных месторождений региона являются локализации их в периклинальной части складок, в их гребневидных выступах, стратиграфический и литологический контроль, многоярусный характер оруденения, сингенетичность с вмещающими породами, линзовидно-пластовая форма рудных тел при отсутствии околорудных изменений. Минеральный состав месторождений довольно простой. Основными минералами руд являются галенит, сфалерит, пирит и марказит. В качестве второстепенных встречаются халькопирит, борнит, блеклые руды, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, вюртцит, гринокит. Жильные минералы представлены кальцитом и баритом, реже целестином и флюоритом. В зоне окисления развиты церуссит, смитсонит, каламин, англезит, редко гидроцинкит, малахит, азурит, хризоколла, самородная сера.

Одним из важных индикаторов стратиформных месторождений Больджуанского рудного района являются текстуры их руд. Они бывают вкрапленными, прожилковыми, прожилково-вкрапленными, брекчиевидными, линзовидными, ритмично-полосчатыми и оолитово-пизолитовыми (кокардовыми).

Вкрапленный тип проявлен в массе породы в виде мелких рассеянных выделений, размер которых колеблется от мельчайших эмульсионных вклю-

чений до зерен диаметром до 0.5—2 мм, и редко больше. Распределены вкрапленники обычно без определенной закономерности, иногда ориентированы согласно слоистости пород. В случае присутствия в породе включений органических остатков вкрапления развиты по ним.

Прожилковый тип оруденения развит в виде тонкой сети жилок галенита и сфалерита, секущих слоистость пород. Локализируются прожилки преимущественно в трещинах широтного направления. Иногда мощность прожилков с относительно крупнозернистыми агрегатами галенита и сфалерита достигает первых сантиметров.

В брекчиевидных текстурах наблюдается обрассование обломков карбонатных пород колломорфно-зональными каймами сульфидов, шириной до нескольких миллиметров. Крустифицируются обломки вмещающих карбонатов и более тонкими (0.5—1.5 мм) корочками галенита и сфалерита.

В линзовидных текстурах рудные минералы обычно сложены почковидными и пизолитовыми агрегатами сульфидов, размер которых колеблется от 1—2 мм до 2—3 см.

Наиболее распространенными в проявлениях Больджуанского рудного района являются **уникальные ритмично-полосчатые и оолито-пизолитовые (кокардовые) текстуры**, которые широко проявлены на месторождении Иокуньж. Здесь обычно наблюдается зональность: в зальбандах руды имеют полосчатую текстуру, а в центральных частях кокардовую, состоящую из скоплений округлых концентрически слоистых агрегатов. В полосчатых и кокардовых типах текстур руды сложены чередующимися тонкими (от 0.1 до 3—4 мм) слоями с резкими границами между ними. В рудах полосчатой текстуры границы слоев прямолинейные или волнистые. Последние отображают неровности стенок трещин. В кокардовой текстуре слойки рудных минералов крустифицируют обломки пород, создавая характерные оолитовые или пизолитовые стяжения концентрически-зонального строения. Диаметры отдельных пизолитов (кокард) колеблются от 1—2 мм до 3—4 см, реже до 6—7 см. Форма пизолитов преимущественно шарообразная и эллипсоидальная. Нередко встречаются полиэдрические гофрированные и уплощенные кокарды. В поперечном разрезе у всех пизолитов наблюдается концентрически-зональное строение.

Рудным телам стратиформных месторождений Больджуанского рудного района свойственны бедные геохимические спектры и низкие содержания примесных компонентов. По содержанию элементов-примесей в минералах между ними и эндогенными свинцово-цинковыми месторождениями,

широко распространенными на Южном склоне Гиссарского хребта, существуют резкие различия. Например, сфалериты стратиформных проявлений отличаются маложеlezистостью. Кадмий, столь характерный для сфалеритов месторождений жильного типа, в стратиформных содержится в концентрациях 0.0n % и редко 0.n %. В галенитах, в отличие от минерала жильного типа, отсутствует висмут, а содержание серебра очень низкое (сотые доли %).

В то же время в стратиформных месторождениях Больджуанского рудного района имеются элементы, которые являются для них индикаторными. Это, в первую очередь, таллий, который содержится в галените, сфалерите и марказите в количестве от тысячных до десятых долей процента, иногда до 1 %. Наибольшее содержание Tl установлено в сфалерите: от 0.n % до 1 %, а иногда и выше, что может представлять практический интерес. К числу типохимических элементов сульфидов класса стратиформных месторождений региона можно отнести и галлий, который присутствует во всех анализируемых пробах в количестве от тысячных до десятых долей процента. Характерным элементом баритов стратиформных месторождений является стронций, особенно в переотложенных разностях, где содержание Sr достигает пяти и даже более процен-

тов. В карбонатах из рудных тел или околорудных зон постоянно присутствуют Pb, Zn, Cu, Tl, Sr, Ba и некоторые другие элементы-примеси.

Поэтому индикатором скрытого оруденения на стратиформных месторождениях Больджуанского рудного района является прожилковая нерудная минерализация, в первую очередь карбонатная и баритовая. Она служит показателем интенсивных эпигенетических преобразований пород и развития залежей свинцово-цинковых руд. При этом наблюдается прямая связь между интенсивностью проявления прожилковой минерализации и масштабом оруденения: основное количество этих прожилков сосредоточено в участках с максимальным проявлением рудной минерализации. В местах выклинивания рудных тел интенсивность развития нерудной минерализации резко падает. Кроме того, карбонатные жильные минералы из околорудных зон значительно богаче рудными компонентами (Pb, Zn и др.), чем их аналоги, удаленные от рудных залежей.

Таким образом, выявленная особенность тесной связи нерудной жильной минерализации с рудными телами может быть использована в качестве поискового критерия на открытие свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа не только в пределах Больджуанского рудного района, но и всей Афгано-Таджикской депрессии.

ЦЕОЛИТОНОСНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КAVKAZA

А. Э. Харди́ков

Геолого-географический факультет Южного федерального университета, Ростов-на-Дону
khardikov@sfedu.ru

На Северном Кавказе выделены цеолиты вулканогенно-осадочного генетического типа, приуроченные к ааленским, байосским, средне-верхнеаптским, сеноманско-нижнетуронским и верхнеплиоценовым отложениям [3]. Наибольший интерес представляют верхнеплиоценовые кислые эффузивные цеолитсодержащие породы, пространственно и генетически связанные с очагами масштабного позднеплиоценового эксплозивного вулканизма, проявившегося на территории горно-складчатого сооружения Центрального Кавказа в пределах Нижнечегемского вулканического района. Этот район находится в восточной части Эльбрусской вулканической области, расположенной в полосе сочленения мегантиклинория Большого Кавказа со Скифской эпигерцинской плитой.

В тектоническом отношении ареал вулканической деятельности Нижнечегемского района относится к восточной части Лабино-Малкинской зоны. Наиболее мощная вспышка вулканизма происходила в первой половине позднего плиоцена, а более слабые извержения — в конце плиоцена. Выделяются два верхнеплиоценовых вулканических комплекса, отличающихся по условиям залегания и разделенных перерывом во времени [1]: 1) риолитовых игнимбритов и туфов водоразделов древних рек и 2) пирокластических образований риолитового и дацитового состава, выполняющих древние речные долины.

Комплекс риолитовых игнимбритов и туфов водоразделов древних рек пользуется наибольшим распространением. Первоначально он покрывал площадь более 1000 км² и занимал объем 300 км³, но в результате последующей эрозии был расчленен на несколько крупных и мелких останцов, слагающих водоразделы рек Куркужин, Гунделен, Чегем, Шалушка, Нальчик. Комплекс залегает на расчлененной поверхности древнего эрозионного рельефа, погребая под собой невысокие куэстовые гряды и древние поперечные долины палео-Баксана, палео-Чегема и других рек. На древних водоразделах он налегает с угловым несогласием на разные горизонты верхнеюрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений, а в пределах древних долин без углового несогласия ложится на верхнеплиоценовые конгломераты. На крайнем юге Нижнечегемского района, на склонах горы Шаухна, описываемый комплекс с размывом залегает на андезитовых лавах вулканов Сурх и Крандих, в тектоническом отношении принадлежащих Эльбрускому вулканическому району и приуроченных к восточному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Полное отсутствие обломков риолитов в перекрывающих их обвальными осыпными брек-

чиях и галечниках указывает на перерыв между извержениями. В разрезе комплекса риолитовых игнимбритов и туфов водоразделов выделяются четыре горизонта, связанных постепенными переходами (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания: а) риолитовых туфов (мощность прослоев 2—4 м) светло-серых, псевдослоистых вследствие наличия многочисленных, вытянутых в горизонтальном направлении, линзовидных в поперечном сечении и изометричных в плане включений темно-серой пемзы, пористых, средне-пепловых, кристалло-витрокластических, цеолитсодержащих и б) глин (мощность прослоев 1—2 м) зеленовато-серых, тонко-горизонтально-слоистых, песчаных; мощность 15—20 м.

2. Туфы риолитовые розовые, неслоистые, средней крепости, пористые и плотные, крупнопепловые, кристалло-витрокластические, с мелкопепловой цементирующей массой типа заполнения пор. По периферии массива, особенно в северо-восточной его части, туфы становятся все более рыхлыми; мощность колеблется в пределах от нескольких метров над выступами довулканического рельефа до 100—120 м в древних долинах и междуэстовых понижениях.

3. Игнимбриты риолитовые серые, в нижней части относительно рыхлые, выше — более плотные, сильно спекшиеся, стекловатые; мощность колеблется в пределах от 70—80 до 100—150 м, достигая максимума в центральной части района и уменьшаясь к северу и к югу.

4. Игнимбриты светло-серые, розовые или красные, лавовидные, переходящие в верхней части горизонта в игнимбриты более рыхлые. Линзовидные включения стекла в них исчезают, а самая верхняя часть их разреза представляет местами (Чегем-Шалушкинский водораздел) тефру малиновую, риолитовую, крупно-пепловую; мощность 50—70 м.

Общая мощность комплекса риолитовых игнимбритов и туфов составляет 250—340 м. Повсеместно наблюдаемая столбчатая отдельность, а также отсутствие слоистости и постепенный переход между описанными горизонтами указывает на единый, быстрый процесс извержения и одновременное остывание и спекание всей толщи в аэральном обстановке, за исключением нижнего горизонта, формирование которого происходило в озерной обстановке. В пределах Нижнечегемского вулканического района внутри толщи игнимбритов наблюдается четыре поверхности раздела. Они выражены ровными и тонкими (около 5 см) прослоями однородного крупного тонкослоистого вулканического пепла и соответствуют, вероятно, моментам некоторого кратковременного ослабления извержений.

Комплекс риолитовых игнимбритов и туфов образовался в результате одноактного эксплозивного извержения, на что указывает: 1) выдержанность строения толщи на значительной площади; 2) однородность вещественного состава в разрезе; 3) наличие признаков первичной кластической структуры пород во всем разрезе; 4) наличие расплюснутых стекловатых включений в туфах и игнимбритах; 5) постепенная смена плотных пород более рыхлыми от центра к периферии массива; 6) облекание оснований толщи различных форм рельефа; 7) постепенное выравнивание поверхностей границ толщи вверх по разрезу и первично-горизонтальный характер ее кровли; 8) отсутствие шлаковых корок и лавобрекчий; 9) отсутствие вулканических аппаратов, выраженных в морфологии и структуре массива.

Центры извержения туфов и игнимбритов, приуроченные к зонам тектонических нарушений субстрата, фиксируются в междуречье Чегем-Шалушка. Они заполнены туфами или плотной брекчий, состоящей из обломков игнимбритов и пеплового цемента. В склонах речных долин наблюдаются эруптивные брекчии, прорывающие различные по возрасту и составу породы. В местах прорыва эти породы сильно раздроблены и дислоцированы. Все указывает на то, что эксплозивная деятельность, приведшая к образованию комплекса риолитовых игнимбритов и туфов, имела аэральный характер. Большая часть вулканического материала поступила на поверхность в центральной части района извержения, и затем распространилась отсюда в разные стороны.

Верхнеплиоценовый комплекс риолитовых и дацитовых пирокластических образований выполняет древние речные долины. Он распространен в бассейнах рек Баксан, Куркужин и Гунделен. Накоплению его предшествовала выработка в толще пород вышеописанного комплекса поперечных долин, которые были углублены эрозией ниже комплекса водоразделов, а затем заполнены вулканогенно-осадочными отложениями. В составе комплекса выделяются три пачки (снизу вверх):

1. Туфо-конгломерато-брекчии (10—15 м), представляющие собой продукт обвалов и переотложения глыб и обломков риолитовых туфов и палеоген-неогеновых осадочных пород со склонов речных долин.

2. Пачка (50—60 м) равномерного переслаивания (1—3 м) риолитовых пемзовых и пепловых цеолитсодержащих туфов, галечников, туфопесчаников, глин и пелитовых известняков с остатками наземных гастропод. Накопление ее происходило в процессе слабых вспышек эксплозивных извержений в поперечных речных долинах, выработанных в отложениях комплекса риолитовых туфов и игнимбритов водоразделов, в моменты затрудненного стока и временно возникавших озерных условий.

3. Пачка (50—60 м) равномерного переслаивания (0.5—1.5 м) туфо-конгломератов, туфо-гравелитов и туфогенных песков, включающих прослойки вулканического пепла. Это аллювиально-пролювиальные, частично лахаровые образования, кластический материал которых представлен обломками

палеозойских и мезозойских пород, а также молодых эффузивов.

Цеолитсодержащие туфы различаются на отдельных участках плотностью, пористостью, содержанием кремнезема и различной окраской (от серой до красновато-бурой). Часто наблюдается неясная слоистость и флюидалная текстура. Отдельность пород разнообразна. В основном встречаются столбчатая, реже глыбовая и плитчатая. Туфы имеют крупно-среднепепловую, кристалло- и витрокластическую структуру с гиалопилитовой и микролитовой цеолитсодержащей цементирующей массой базального типа, составляющей 30—35 % объема породы. Кристаллокласты, составляющие 35—40 % объема пеплового материала, представлены оплавленными частицами стекловатого кварца размером 0.25—0.5 мм, зернами кислых плагиоклазов и микролина размером 0.08—0.3 мм, а также пластинками биотита размером 0.1—0.3 мм. Витрокласты (60—65 % объема пеплового материала) имеют размер 0.05—0.2 мм и неправильную форму. Они частично замещены опалом и микроагрегатами цеолитов. Кроме того, в породах наблюдаются включения (0.1—0.9 мм) пемзы. Цеолиты в туфах представлены термостойким калий-кальциевым клиноптилолитом, диагностируемым на дифрактограммах по рефлексам 895, 395, 391, 296, 278 пм и содержатся в количестве 18—30 %.

После вулканических извержений, происходивших в позднем плиоцене в Нижнечегемском районе, граница поднятия Большого Кавказа здесь сместилась на 20—30 км к западу, что выражено в широком распространении мощных нижнеплейстоценовых галечников в междуречьях Малка-Баксан-Чегем-Шалушка. Это произошло вследствие проседания данного участка земной коры в связи с опорожнением близповерхностного магматического очага при извержениях. Амплитуда проседания составляет в центральной части не менее 150—200 м, а площадь ее — не менее 500 км². Таким образом, объем впадины может достигать 100 км³. В результате такого проседания сток рек временно прекратился, и возникли озера, в которых происходило формирование комплекса риолитовых и дацитовых пирокластических образований древних речных долин, вмещающего цеолитсодержащие туфы. Они характеризуются площадным распространением, повторяющим контуры палеобассейна, пластовым залеганием и равномерным распределением в них клиноптилолита.

Причиной образования цеолитов вулканогенно-осадочного типа является диагенетическое преобразование вулканического стекла под действием поровых растворов. Воздействие на вулканическое стекло нейтральных пресных вод приводит к росту кристаллов клиноптилолита на месте прежних структурообразующих компонентов породы. Вследствие этого цеолиты наследуют формы исходных частиц, что подтверждается наличием псевдоморфоз клиноптилолита по стеклу верхнеплиоценовых туфов.

Верхнеплиоценовые цеолитсодержащие породы Нижнечегемского района по классификации ЦНИИгеолнеруда [2] являются бедными клиноптилолитовыми рудами. Они могут быть использованы в охране окружающей среды, промышленности и

сельском хозяйстве в качестве нетрадиционного сырья для производства широкого ассортимента искусственных пористых легких заполнителей, светло-жгущейся облицовочной керамики, а также минерального дуста, сорбента, мелиоранта [4, 5].

Литература

1. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Нижнечегемский вулканический район (Северный Кавказ) // Вестник Моск. ун-та, 1969. № 4. С. 15—29.

2. Нетрадиционные виды нерудного минерального сырья / Под ред. У. Г. Дистанова, А. С. Филько. М.: Недра, 1990. 261 с.

3. Хардигов А. Э. Цеолиты Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 2005. 224 с.

4. Хардигов А. Э., Бойко Н. И., Агарков Ю. В. Цеолиты юга России // Литол. и полез. ископаемые, 1999. № 4. С. 389—399.

5. Хардигов А. Э., Бойко Н. И., Агарков Ю. В. О цеолитах юга России // Докл. РАН, 2000. Т. 371. № 5. С. 666—670.

ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ И НАХОЖДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВИЗЕЙСКИХ УГЛЯХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Р. Р. Хасанов, А. Ф. Исламов

Геологический ф-т Казанского (Приволжского) федерального ун-та, Казань

Rinat.Khassanov@ksu.ru, Albert.Islamov@ksu.ru

В палеозойских отложениях на территории Татарстана в результате нефтепоискового бурения и поисковых работ были выявлены многочисленные проявления ископаемого угля (Камский угольный бассейн) [1, 2]. Наиболее крупные из них связаны с отложениями раннего карбона (визейский ярус). Ископаемые угли часто содержат повышенные концентрации различных металлов. Сложность изучения минералов редких элементов в углях обусловлена наличием субмикроскопической минеральной формы. По современным оценкам [4], основной формой нахождения редких элементов (РЭ) в составе ископаемых углей являются минеральные фазы пелитовой размерности.

Нами было проведено исследование неорганического вещества визейских углей Волго-Уральского региона. Аналитическую основу исследования составили методы оптической и электронной микроскопии, атомно-эмиссионного и энергодисперсионного спектрального анализа. Содержание редкоземельных элементов определялось при помощи ИСР-спектрометрии (анализ с применением индуктивно связанной плазмы). В результате были установлены некоторые закономерности распределения и формы нахождения редкоземельных элементов (РЗЭ) в ископаемых углях.

Визейские угли Волго-Уральского региона (территория Татарстана) характеризуются определенной спецификой состава, которая обусловлена особенностями условий формирования палеоторфяников. Угленосные толщи локализованы в изолированных эрозионно-карстовых врезках на древней поверхности турнейской карбонатной толщи. Минеральное питание торфяников отличалось однообразностью [3]. В их обрамлении преобладали карбонатные породы турнейского яруса, которые были основным источником минерального вещества. К главным минералам пород визейской угленосной толщи относятся кварц, полевые шпаты, кальцит, гипс, мусковит, пирит, в глинистом веществе преобладает каолинит. Среди аксессуарных минералов встречаются рутил, ильменит, циркон, сфалерит, марказит и галенит. Визейские угли гумусовые, по марочному составу относятся к каменным (марка Д), участками обладают свойствами бурых (БЗ) и характеризуются средней зольностью (15–26 %). Содержание серы в углях варьирует от 1.49 до 10.22 %, в большинстве случаев не выходит за пределы 3–4.5 %. В составе золы преобладают оксиды кремния и алюминия, выявлены [3] повышенные содержания ряда элементов-примесей, в том числе и РЗЭ. Содержание ряда элементов (Ce, La, Pr) в некоторых случаях достигает первых сотен г/т в пере-

счете на уголь, что позволяет говорить о редкоземельном оруденении в углях. Элементы группы редких земель распределены неравномерно в различных угольных залежах, разобщенных территориально и приуроченных к разным тектоническим структурам.

В изученных углях установлена [3] повышенная концентрация РЗЭ легкой цериевой группы (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu), тогда как тяжелая находится в подчиненном положении (HREE: Y, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Угли характеризуются следующими отношениями индивидуальных РЗЭ: La/Sm — 2.7, Gd/Yb — 9.2, La/Yb — 46.6, Eu/Sm — 0.15. Такие величины можно объяснить петрографическим составом питающей торфяник провинции, где преобладают карбонатные породы. Главным минералом карбонатных пород является кальцит — основной (наряду с кварц-полевошпатовой компонентой) концентратор легких РЗЭ. Низкое содержание тяжелой группы РЗЭ связано с тем, что основным концентратором тяжелых РЗЭ являются железо-магнезиальные силикаты, практически отсутствующие в обрамлении торфяников. Отношение LREE/HREE в углях Северо-Татарского свода — 2.42, Южно-Татарского свода — 7.9, что может объясняться тем, что для палеоторфяников Северо-Татарского свода было характерно преимущественно терригенное обрамление.

В угольных пластах наблюдается увеличение концентраций РЗЭ в прикровельной и припочвенной части пласта вне зависимости от величины зольности и петрографического состава углей. В этих приконтактных зонах пластов угли характеризуются положительной цериевой аномалией.

Основные концентрации РЗЭ в углях связывают обычно с минералами фосфора и глинистыми минералами [4]. В наших углях сильные корреляционные связи РЗЭ с фосфором также свидетельствуют о концентрации РЗЭ в фосфатах. В то же время коэффициент корреляции с зольностью варьирует в широких пределах: от –0.3 до +0.9, что может указывать на сорбцию части РЗЭ органическим веществом углей. Следует также отметить, что некоторые (чаще высокзольные) угли содержат сульфидные включения от нескольких мм до 1–1.5 см, представляющие собой поликристаллические агрегаты пирита. По морфологическим признакам они являются псевдоморфозами по фаунистическим остаткам. Содержание РЗЭ в них в 2–3 раза превышает их содержание в углях (рис. 1). Концентрации РЗЭ в сульфидных агрегатах связаны с наличием в межзерновом пространстве кристаллов пирита, заполненном органико-минеральной массой,

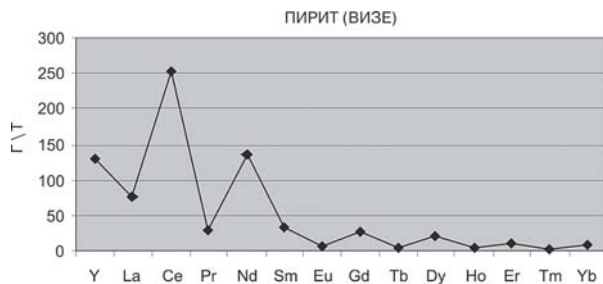


Рис. 1. Содержание редкоземельных элементов в сульфидном включении ископаемых углей

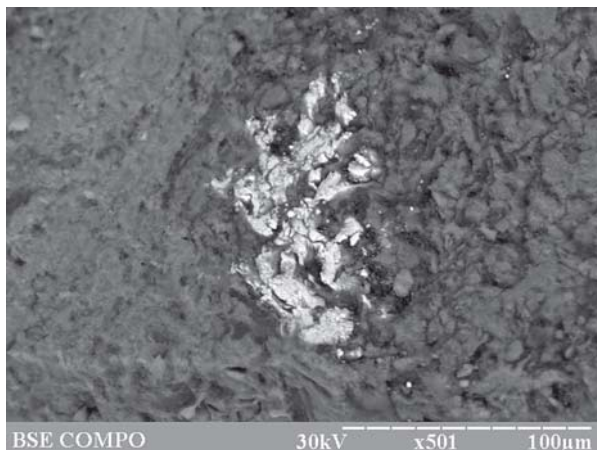


Рис. 2. Минеральное выделение с РЗЭ в угле

фосфорсодержащих частиц микронной размерности. При этом соотношение LREE/HREE для сульфидных агрегатов остается близким к подобному показателю для вмещающих их углей (в углях Южно-Татарского свода 7.9 и 7.8 соответственно). Этот факт указывает на существование определенного геохимического фона, ответственного за концентрацию легких и тяжелых редкоземельных элементов в сульфидах в тех же соотношениях, что и в веществе углей в целом.

Результаты электронно-микроскопических исследований позволили уточнить сведения о минеральных формах нахождения РЗЭ в рассматриваемых

углях. Спектры энергодисперсионного анализа минеральных зерен (рис. 2), в которых присутствуют редкоземельные элементы (Ce, Nd), часто показывают значительную высоту линии Ca (рис. 3). Можно предположить, что некоторая часть редкоземельных элементов в углях приурочена к новообразованным зернам кальцита. Следует также отметить, что ультрадисперсные фазы минералов фосфора также являются постоянным компонентом углей.

Итак, в исследованных углях наблюдается отчетливо выраженное фракционирование РЗЭ на группы легких и тяжелых элементов, которое является следствием осадочной дифференциации вещества. Механическая сортировка минералов выветривающихся магматических пород приводила к появлению новых соотношений РЗЭ в осадочных толщах провинций сноса и в подземных водах. Можно предположить, что РЗЭ в углях накапливались большей частью в составе новообразований кальцита и фосфатных минералов в диагенезе при взаимодействии угольных пластов с содержащими растворенные редкоземельные элементы подземными водами вмещающих пород. На это указывает повышенная концентрация РЗЭ в приконтактных участках угольных пластов.

Литература

1. Блудоров А. П. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М.: Наука, 1964. 275 с.
2. Угольная база России. Угольные бассейны и месторождения европейской части России (Северный Кавказ, Восточный Донбасс, Подмосковный, Камский и Печорский бассейны, Урал). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. Т. 1. 483 с.
3. Хасанов Р. Р. Геолого-геохимические факторы орудения в палеозойских угленосных формациях центральной части Волго-Уральской антеклизы // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 2006. № 2. С. 36—41.
4. Юдович Я. Э., Керпус М. П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 423 с.

25.9.2009

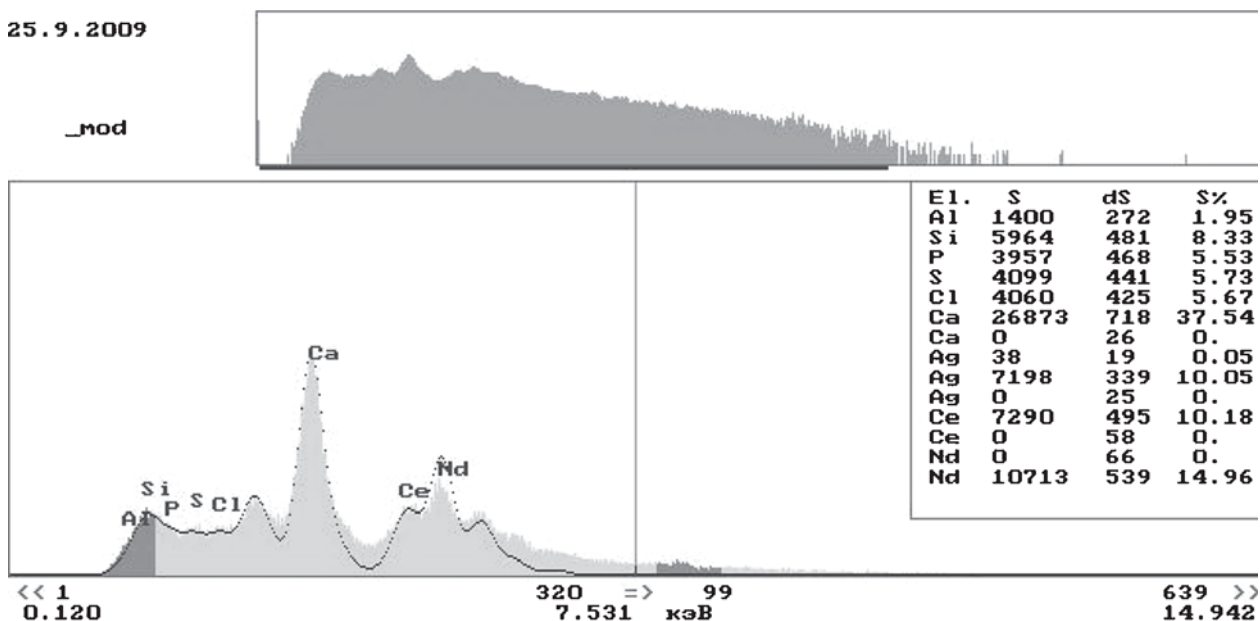


Рис. 3. Спектр энергодисперсионного анализа минеральной фазы с РЗЭ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Н. П. Юшкин, А. Ф. Кунц, Н. И. Тимонин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
reg@geo.komisc.ru

Тимано-Североуральский регион в силу своего минерально-сырьевого потенциала, геополитического положения и сложившихся экономических условий ныне является одним из наиболее значимых геолого-экономических районов России. Минерально-сырьевой потенциал региона представлен разнообразными видами минерального сырья. Наряду с внушительными запасами и ресурсами топливно-энергетического сырья — нефти, газа, угля, горючих сланцев, здесь выявлены и осваиваются месторождения остродефицитных для России бокситов, титановых, марганцевых руд, баритов, и ряда других полезных ископаемых.

Важнейшим направлением деятельности Института геологии является координация геологических и ресурсных исследований, проводимых на территории Тимано-Североуральского региона, которая осуществляется путем научного обеспечения различных программ и проектов, проведения геологических совещаний и конференций. Наибольшее значение имеют геологические конференции Республики Коми, которые проводятся с периодичностью раз в пять лет, начиная с 1942 г. На этих конференциях подводятся итоги выполняемых всеми ведомствами геологических работ и определяются их направления на следующую пятилетку. В последнее время эти конференции получили ранг съездов. Эпохальным событием для геологов республики стал XV Геологический съезд Республики Коми, проходивший с 13 по 16 апреля 2009 г. в котором приняли участие 317 человек из 95 организаций Республики Коми, Архангельской и Вологодской областей, Пермского края, Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов, Северо-Западного и Уральского федеральных округов, а также из Москвы, Казани, Новосибирска, Санкт-Петербурга, Краснодара и других городов России, а также из стран ближнего зарубежья — Таджикистана, Украины и Финляндии.

Доклады участников XV съезда были распределены по 13 секциям. В серии пленарных докладов был рассмотрен ряд самых актуальных вопросов: стратегия развития горнорудного комплекса РК [2, 17], решение фундаментальных проблем региональной геологии и минерально-сырьевого комплекса в исследованиях академической науки [19], выполнение программы развития и использования минерально-сырьевой базы РК, основные результаты, роль ресурсного потенциала для устойчивого развития РК, пути развития горной промышленности в РК [3—5], использование минерального сырья для развития высокотехнологичных отраслей промышленности [7, 9] и другие.

Раньше, 23—25 октября 2001 г. в г. Сыктывкаре состоялось совместное заседание Уральского отделения, Отделения физико-технических проблем

энергетики, Отделения геологии, геофизики, геохимии и горного дела, Отделения экономики Российской академии наук и Президиума Коми научного центра УрО РАН, посвященное итогам развития минерально-сырьевой базы Республики Коми и ее внедрения в экономику народного хозяйства республики. На этом совещании с докладом «Минерально-сырьевой потенциал Тимано-Североуральского региона и роль Российской академии наук в его укреплении и освоении» выступил академик Н. П. Юшкин с коллегами [20]. В докладе была подчеркнута основополагающая роль Академии наук в изучении недр и развитии экономики Тимано-Североуральского региона, на что было указано еще во время работы специальной бригады Академии наук под руководством президента Академии академика А. П. Карпинского в июне 1933 г. Основные положения доклада, содержащиеся в сообщении Н. П. Юшкина с коллегами [20] на совещании-2001 поддержал академик Д. В. Рундквист [15], выступивший с докладом «Новые направления в изучении и развитии минерально-сырьевых комплексов России и ее Северо-Европейского региона».

В последние десятилетия XX в. на фоне общих успехов в развитии теоретической и прикладной литологии все более четко вырисовывается новое научное направление — учение о рудных зонах, которое базируется на достижениях в области эволюции осадочной оболочки Земли, особенностях ее циклического поступательного развития в неогее. Принципиальные положения этого научного направления изложены в фундаментальных трудах Г. Штилле, В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Н. С. Шатского, А. Б. Ронова, А. Л. Яншина, В. Е. Хаина, К. Б. Сеславинского, В. И. Смирнова, Б. С. Соколова, Н. М. Страхова, П. П. Тимофеева, А. В. Македонова, В. Н. Холодова, и еще многих других ученых. Ими показано, что развитие стратиферы носило непрерывно-прерывистый поступательный характер и отражало особенности тектонической истории Земли, закономерностей смены периодов активизации и затухания тектонических движений, обстановок преобладающего сжатия и растяжения, трансгрессий и регрессий моря и др. Все это нашло воплощение в циклическом строении осадочной оболочки Земли, повторяемости по времени близких по строению и литологическому составу породных ассоциаций и связанных с ними ансамблей полезных ископаемых.

В рамках учения о рудных эпохах определяющее значение принадлежит оценке роли тех геологических факторов (эволюции химического состава подкорового вещества, магматизму, вулканизму и др.), которые обусловили циклическое поступа-

тельное развитие стратисферы, определение характера и масштабов поступления в бассейны седиментации осадко- и рудообразующего материала, т. е. факторов, обеспечивающих временные и пространственные закономерности распределения полезных ископаемых в стратисфере. Следует при этом иметь в виду, что знания о циклическом развитии осадочной оболочки Земли дают лишь общее представление о приоритетных уровнях поступления в осадочные бассейны рудообразующего вещества как экзогенного, так и эндогенного. При минерагеническом анализе структурно-вещественных комплексов важны также изучение строения и эволюции самих осадочных бассейнов, анализ тех палеогеографических и физико-геохимических предпосылок, которые способствовали не только селективному осаждению, но и захоронению и перераспределению рудообразующего вещества [8].

В основу геолого-геохимических моделей палеобассейнов положена информация о зонах рудонакопления, их динамических и физико-химических особенностях, источниках рудообразующих веществ, способах их приноса, осаждения и преобразования в условиях диагенеза осадков. Рассмотрена роль факторов, определявших процессы мобилизации рудообразующего материала в областях питания, его дифференциации при переносе и осаждении, определяющей зональность в смене литофациальных комплексов, локализации рудного материала в определенных участках бассейнов.

В 1998 г. геологическая общественность отметила 30-летие появления в геологии новой теоретической концепции — тектоники литосферных плит. Ныне уже ни у кого не вызывает сомнения о том, что это событие, как справедливо отметил Дж. Вильсон, ознаменовало собой наступление научной революции в науках о твердой Земле. Действительно, с появлением теории тектоники плит геология впервые обрела статус современной науки, базирующейся на твердых физических принципах и обладающей предсказательной силой. Однако в течение последних 30 лет наука не стояла на месте, удовлетворившись появлением новой гораздо более современной теории, а продолжала накапливать новые факты и обогащаться новыми идеями [11]. С началом применения в середине 1980-х гг. для исследования глубоких недр Земли методов сейсмомографии стало очевидным, что сфера деятельности теории тектоники плит в ее полном выражении ограничивается верхними оболочками Земли — литосферой и собственно верхней мантией, до глубин порядка 400 км; а глубже динамика Земли принимает несколько иные формы. Принципы теории тектоники плит вполне удовлетворительно «работают» в глобальном масштабе, но в более детальном аспекте нуждаются в дополнениях и уточнениях, существенных применительно к пограничным зонам между плитами и проявлениям внутриплитной тектоники и магматизма. Для объяснения последнего была выдвинута получившая широкое развитие гипотеза мантийных струй-плюмов и их отражения на поверхности Земли — горячих точек.

Практическая значимость геодинамического подхода заключается в принципиально ином пони-

мании процессов орогенеза. Осадочные и магматические породы, попадая в зону Вадати-Заварицкого-Беньофа (ВЗБ), подвергаются там воздействию гидротермальных флюидов, переплавляются и внедряются в островную дугу и коллизионный ороген, создавая условия для концентрации рудных элементов [12]. В локальных участках растяжения (задугового спрединга и предсубдукционных зон) формируются гидротермально-осадочные сульфидные, сульфатные и другие рудные месторождения, включая черные и белые «курильщики» [10, 13 и др.]. При попадании осадочных пород в зону поддвига происходил и термолиз находящегося в них органического вещества [6]. Углеродородные флюиды, мигрируя вверх, могут образовывать висячем крыле ВЗБ богатые месторождения нефти и газа, запасы которых составляют существенный потенциал вмещающих толщ, как это имело место в бассейнах Западно-Арктического шельфа, Персидского залива и Венесуэлы [12]. Считается, что «... режим образования углеводородов из органических и терригенных осадков, попадающих в зоны поддвига литосферных плит, должен быть не менее эффективным, чем образование нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах платформенного типа» [16]. При поддвиге пассивной окраины континента под островную дугу шельфовые и батинальные осадочные формации обычно перемещаются на термодинамические уровни нефтегазообразования, где вследствие тангенциального стресса происходит отжимание углеводородов из нефтегазоматеринских пород и их латеральная миграция в ловушки шельфовых комплексов края континента, что значительно увеличивает перспективность краев платформ. Кроме того, по аналогии с современными спрединговыми зонами в древних зонах рифтогенеза — авлакогенах также можно ожидать увеличение ресурсов УВ за счет подтока мантийного метана [10, 14].

Новое объяснение с позиций актуалистической геодинамики происхождения триасовых магматитов крайнего северо-востока Европы имеет не только теоретическое значение. Как известно, алмазоносные кимберлитовые трубки закономерно приурочены к древней континентальной коре (правило Клиффорда). Они связываются с двумя типами тектонических режимов — с рифтогенезом и мантийными плюмами, располагаясь на плечах рифтов или периферии плюмов [1]. Открытая 20 лет назад Архангельская алмазоносная провинция с разрабатываемыми кимберлитовыми трубками связана с позднедевонским рифтогенезом. Примером древней алмазоносной провинции, связанной с мантийным плюмом, является Сибирский кратон. Исландский плюм (Сибирский суперплюм) двигался от палеоконтинента Сибири через Полярное Приуралье до современной Исландии [18]. **Прохождение плюма под Коротайхинской впадиной позволяет на основе новой геодинамической модели сделать следующий научный прогноз: в регионе, помимо открытых и разрабатываемых верхнедевонских алмазоносных кимберлитов, возможно открытие кимберлитовых трубок раннетриасового возраста, связанных с Исландским плюмом.** На этом основании рекомендуется: более детально изучить возраст известных трубок Архан-

гельской провинции с учетом выявления более молодого, раннетриасового возраста рифтогена; проанализировать наличие алмазности и минералов-спутников в россыпях триасового стратиграфического диапазона; рассмотреть комплекс геолого-геофизических материалов с учетом возможности обнаружения алмазносных трубок в Кортаихинской и на севере Косью-Роговской впадин [21].

Особенности строения земной коры и истории геологического развития региона создали благоприятное сочетание для широкого комплекса рудообразующих факторов. Минерагеническая история региона охватывает очень большой отрезок геологического времени от протерозоя до наших дней, длительностью более 2 млрд лет, в пределах которого, в результате многостадийного прерывисто-непрерывного характера геологического развития региона выделяется множество минерагенических эпох, характеризующихся в разных районах различной специализацией. В столь сложной геологической истории региона и в таких разнообразных условиях проявились все главнейшие типы минералообразующих процессов, в результате которых сформировались месторождения и рудопроявления многих видов минерального сырья всех генетических и промышленные типов. Основу составляют черные и цветные металлы, барит, марганец, флюорит, агрохимическое сырье, технические, поделочные и ювелирные камни, твердые, жидкие и газообразные горючие ископаемые.

Литература

1. *Божко Н. А.* Геодинамические факторы локализации алмазносных кимберлитов в свете современных данных // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на рубеже XXI века: Материалы регион. науч.-практ. конф. Воронеж: Воронеж. ун-т, 2003. С. 360—365.
2. *Бурцев И. Н., Сегаль А. З., Седов А. Б.* Нетрадиционные минеральные ресурсы и перспективы их промышленного освоения // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 94—100.
3. *Боровинский А. П., Гайдеек В. И., Герасимов Н. Н.* и др. Выполнение программы развития и использования МСБ Республики Коми на 2006—2010 гг. и на период до 2015 г. по геолого-разведочным работам на нефть и газ // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 19—30.
4. *Боровинский А. П., Гайдеек В. И., Теплов Е. Л.* и др. Основные результаты научно-исследовательских работ ГУП РК «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр» за 2004—2008 гг. // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 70—78.
5. *Боровинский А. П., Сегаль А. З., Тарбаев М. Б.* и др. Результаты, состояние и перспективы геолого-разведочных работ в Республике Коми (региональные, поисковые и поисково-оценочные работы на твердые полезные ископаемые и подземные воды за 2004—2007 гг.) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 48—53.

6. *Гаврилов В. П.* Геодинамическая модель Арктики на рубеже палеозоя — мезозоя // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазности недр: Тез. докл. I Всесоюз. конф. М., 1988. С. 262.

7. *Герасимов Н. Н.* Ресурсный потенциал — основа устойчивого развития Республики Коми // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 34—47.

8. *Дистанов У. Г., Аксенов Е. М., Ведерников Н. Н.* и др. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. М.: «Геоинформмарк», 2000. 400 с.

9. *Кузнецов С. К., Бурцев И. Н.* Минеральное сырье для высоких технологий // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 64—69.

10. *Лисицын А. П.* «Черные курильщики» и сульфидные руды на дне океана. 12 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Вестник АН СССР, 1988. № 2. С. 103—108.

11. *Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. И.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

12. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Зоны поддвига плит (решенные и нерешенные проблемы) // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 47—65.

13. *Лобье Л.* Оазисы на дне океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 154 с.

14. *Мусатов Д. И., Межеловский Н. В.* Некоторые проблемы моделирования механизмов образования месторождений (на базе геодинамического анализа и теории тектоники литосферных плит) // Геодинамические модели некоторых нефтегазносных и рудных районов. Л.: Наука, 1987. С. 4—10.

15. *Рундквист Д. В.* Новые направления в изучении и развитии минерально-сырьевых комплексов России и ее Северо-Европейского региона // Доклады на совместном заседании Уральского отделения, Отделения физико-технических проблем энергетики, Отделения геологии, геофизики, геохимии и горного дела, Отделения экономики Российской академии наук и Президиума Коми научного центра УрО РАН в Сыктывкаре, 23—25 октября 2001 г.

16. *Сорохтин О. Г.* Проблемы происхождения нефти в зонах надвига плит // Геофизика океана. Геодинамика. М., 1979. Т. 2. С. 37—383.

17. *Спиридонов Ю. А., Витязева В. А., Юшкин Н. П.* Пути развития горной промышленности в Республике Коми // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 61—63.

18. *Тимонин Н. И., Юдин В. В.* Исландский плюм и его воздействие на раннетриасовый вулканизм Северного Приуралья // Уральск. геол. ж., 2004. № 1 (37). С. 37—2.

19. *Юшкин Н. П., Асхабов А. М.* Фундаментальные геологические проблемы, региональная геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока в исследованиях академической науки // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар, 2009. Т. 1. С. 10—18.

20. *Юшкин Н. П., Бурцев И. Н., Пыстин А. М.* и др. Минерально-сырьевой потенциал Тимано-Североуральского региона и роль Российской Академии наук в его укреплении и освоении. Сыктывкар, 2001. 72 с. (Сер. «Научные доклады» на Президиуме Коми НЦ УрО РАН. Вып. 440).

21. *Юшкин Н. П., Куц А. Ф., Тимонин Н. И.* Минерагения Пай-Хоя. Екатеринбург, 2007. 300 с.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аббясов А. А.	302	Карабцов А. А.	290
Алексеева Т. Н.	67, 102	Ковальский А. М.	280
Андреичев В. Л.	109	Кокшина Л. В.	205
Антошкина А. И.	131	Кольчугин А. Н.	240, 268, 274
Ардисламов Ф. Р.	311	Коновальцева Е. С.	219
Астахова А. А.	104	Копорулин В. В.	208
Аулова Д. Ю.	133	Коровина Т. А.	271
Аухатов Я. Г.	135	Королёв Э. А.	185, 236, 268, 274
Ахманов Г. Г.	137	Корчагин А. Г.	240
Багирбекова О. Д.	283	Косоруков В. Л.	139
Балушкина Н. С.	183	Котельников А. Р.	280
Безинов Д. В.	257	Котельников Д. Д.	43, 226
Бейзель А. Л.	162	Кошелева В. А.	23, 46, 60
Бекеша С. Н.	250	Крайнов А. В.	229
Белявцева Е. Е.	309	Кривоногов С. К.	78
Берг Н. В.	306	Кринари Г. А.	48, 274
Бигун И. В.	166	Крицкий И. Л.	280
Бобрикова Е. В.	69	Кропотова Е. П.	271
Бобров В. А.	78	Крупенин М. Т.	148
Богуш А. А.	78	Кунц А. Ф.	321
Бойко Н. И.	216	Кутищева Е. В.	151
Брусницын А. И.	254	Лазур О. Г.	302
Бурдельная Н. С.	33	Леин А. Ю.	51, 77
Бурлева О. В.	162	Леонова Г. А.	78
Бурцев И. Н.	196	Леонова Л. В.	185
Бушнев Д. А.	33	Литвинова Т. В.	88
Вакуленко Л. Г.	162	Лифшиц С. Х.	239
Варичев А. С.	250	Лобкова Л. П.	125
Волохин Ю. Г.	286, 290	Львов С. В.	128
Воронин Б. И.	159	Майорова Т. П.	199
Гаврилов Ю. О.	169	Малёнкина С. Ю.	92
Галеев А. А.	185	Мальков Б. А.	95, 109, 189
Главатских С. П.	185	Маркин М. Ю.	303
Глухов Ю. В.	118	Мартинс М.	118
Голубева И. И.	257	Масленникова А. В.	82
Голубова Н. В.	70	Махмадалиев А. Г.	314
Гончар А. Д.	173	Махнач А. А.	53
Гудкова Е. А.	72	Махнач Н. А.	84
Гурский Ю. Н.	72, 74	Мезрина М. В.	277
Гусейнова Э. Б.	283	Мизенс Г. А.	205
Дазадалиев Ж. А.	283	Морозов В. П.	240, 268, 274
Дерягин В. В.	82	Неизвестнов Я. В.	23
Дмитриев Д. А.	175	Некрасов И. А.	137
Енгальчев С. Ю.	223, 242, 294	Низамутдинов Н. М.	145
Еремеев В. В.	36	Николаева В. М.	236
Железова Е. В.	296	Никулин И. И.	193
Жемчугова В. А.	137	Никулова Н. Ю.	112
Зайцев А. В.	139, 177	Новиков В. М.	229
Зарицкий П. В.	20, 37	Онищенко С. А.	114
Зинчук М. Н.	40	Панова Е. Г.	242
Зинчук Н. Н.	40, 43, 106, 180, 226	Парада С. Г.	303
Зорина С. О.	142	Перевозникова Е. В.	260, 298
Иванов В. В.	290	Петренко Е. Л.	99
Исаенко С. И.	131	Петровский В. А.	118
Исламов А. Ф.	319	Постникова О. В.	219
Каблис Г. Н.	118	Предтеченская Е. А.	55
Кадыров Р. И.	145	Процько О. С.	131
Казак А. П.	242	Радомская В. И.	25
Казаченко В. Т.	260, 298	Радомский С. М.	25
Калмыков Г. А.	183	Розанов А. Г.	72

Рябинкин С. В.	209	Тугарова М. А.	248
Савко А. Д.	229	Устинов В. Н.	125
Салдин В. А.	196	Устюгова К. С.	199
Сапега В. Ф.	242	Ушков В. В.	125
Сахаров Б. А.	213	Файзиев А. Р.	314
Свальнов В. Н.	58, 67, 102	Хардигов А. Э.	104, 316
Седаева К. М.	199, 210	Хасанов Р. Р.	319
Сергеева Э. И.	23, 46, 60	Хасанова Н. М.	145
Сиваш Н. С.	306	Холод Ю. В.	303
Силантьев В. В.	142	Холопова А. Л.	95, 109, 189
Симакова Ю. С.	196	Холопова М. Л.	95, 189
Синай М. Ю.	248	Храмченков М. Г.	48
Сиротин В. И.	309	Хуснуллина Г. Р.	156
Сначёв А. В.	311	Чайковский И. И.	232
Сокур Т. М.	202	Чиркова Е. П.	232
Солотчина Э. П.	82	Чурбанов А. А.	185
Старикова Е. В.	265	Шадрина С. В.	280
Столяров В. В.	303	Шишкалов И. Ю.	303
Стукалова И. Е.	213	Щепетова Е. В.	169
Сунгатуллин Р. Х.	145	Щербаков Э. С.	28, 128
Сухарев А. Е.	118	Юдович Я. Э.	3
Сухарев А. И.	245	Юркова Р. М.	159
Сушкин Л. Б.	123	Юшкин Н. П.	321
Талпа Б. В.	70	Яльшева А. И.	234
Тарасенко А. Б.	153	Ян П. А.	162
Тибилев И. В.	62	Япаскурт О. В.	65
Тимонин Н. И.	321	Яценко И. Г.	250
Ткачев Ю. А.	28		

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА: СЫКТЫВКАРСКИЙ ФОРУМ-2011. <i>Я. Э. Юдович</i>	3
---	---

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ

ЛИТОЛОГИЯ: НОВАЯ ПЕРСПЕКТИВНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ В ЕДИНСТВЕННОМ ВУЗЕ УКРАИНЫ – ХАРЬКОВСКОМ НАЦИОНАЛЬНОМ УНИВЕРСИТЕТЕ ИМ. В. Н. КАРАЗИНА. <i>П. В. Зарицкий</i>	20
О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ. <i>В. А. Кошелева, Я. В. Неизвестнов, Э. И. Сергеева</i>	23
СООТНОШЕНИЕ ОКИСЛЕННЫХ И ВОССТАНОВЛЕННЫХ ФОРМ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ КАК ИНДИКАТОР МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ. <i>С. М. Радомский, В. И. Радомская</i>	25
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ В ПЛЯЖНЫХ ПЕСКАХ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ П-ОВА ФЛОРИДА ПО ДАННЫМ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА. <i>Ю. А. Ткачев, Э. С. Щербаков</i>	28

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЛИТОГЕНЕЗА

МОДЕЛИРОВАНИЕ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД В АВТОКЛАВЕ: СТРУКТУРА КЕРОГЕНА В СВЕТЕ ДАННЫХ ТВЁРДОФАЗНОЙ ¹³ C ЯМР СПЕКТРОСКОПИИ. <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	33
СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА И ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД. <i>В. В. Еремеев</i>	36
АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (КОНКРЕЦИИ, НОВООБРАЗОВАНИЯ В НИХ) КАК ИНДИКАТОРЫ СТАДИЙ ЛИТОГЕНЕЗА ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. <i>П. В. Зарицкий</i>	37
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ — ГЛАВНЫЕ ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ БЛИЖНЕГО СНОСА. <i>Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук</i>	40
СОВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ ГЕНЕРАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ. <i>Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук</i>	43
ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ. <i>В. А. Кошелева, Э. И. Сергеева</i>	46
СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В СИСТЕМЕ ИЛЛИТ-СМЕКТИТ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА. <i>Г. А. Кринари, М. Г. Храмченков</i>	48
ОБ ИСТОЧНИКАХ ЭНЕРГИИ ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОМОРСКИХ ОСАДКОВ). <i>А. Ю. Леин</i>	51
К ВОПРОСУ ОБ ИЗОТОПНОЙ ИНДИКАЦИИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ БЕЛОРУССКИХ ОБЪЕКТОВ). <i>А. А. Махнач</i>	53
К ВОПРОСУ О МИНЕРАЛЬНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРАХ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ. <i>Е. А. Предтеченская</i>	55
МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ СТАДИЙ И ЭТАПОВ ПЕЛАГИЧЕСКОГО ЛИТОГЕНЕЗА. <i>В. Н. Свальнов</i>	58
ЭПИГЕНЕЗ ЭКЗОЛИТОВ. <i>Э. И. Сергеева, В. А. Кошелева</i>	60
О СТРУКТУРНЫХ ФОРМАХ ПРОТООРОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА. <i>И. В. Тибилев</i>	62
ГЕОМИНЕРАЛОГИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЗНАНИЯ СУТИ И СТАДИЙНОСТИ ПРОЦЕССОВ ЛИТОГЕНЕЗА. <i>О. В. Япаскурт</i>	65

МОЛОДЫЕ ОСАДКИ: СЕДИМЕНТАЦИЯ И ДИАГЕНЕЗ

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ПЕЛАГИАЛИ НА СТАДИЯХ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ДИАГЕНЕЗА. <i>Т. Н. Алексеева, В. Н. Свальнов</i>	67
---	----

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПЕСКОВ ПО ДАННЫМ ЭПР. <i>Е. В. Бобрикова</i>	69
ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГАЛОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА СОЛЕННОГО, ТАМАНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ). <i>Н. В. Голубова, Б. В. Талпа</i>	70
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ. <i>Е. А. Гудкова, А. Г. Розанов, Ю. Н. Гурский</i>	72
ВЛИЯНИЕ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ФОРМ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ РЕКА—МОРЕ. <i>Ю. Н. Гурский</i>	74
УГЛЕРОД МЕТАНА КАК ИСТОЧНИК КАРБОНАТОВ, ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И УГЛЕКИСЛОТЫ. <i>А. Ю. Леин</i>	77
МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ ВОД И САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА ДУХОВОЕ (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН). <i>Г. А. Леонова, В. А. Бобров, А. А. Богуш, С. К. Кривоногов</i>	78
МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ОЗЕРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ГОЛОЦЕНА УРАЛА. <i>А. В. Масленникова, Э. П. Солотчина, В. В. Дерягин</i>	82
ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА — ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАРБОНАТОВ БЕЛАРУСИ. <i>Н. А. Махнач</i>	84

БИОМОРФИЗМ И БИОГЕНЕЗ

ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА — ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА СТРОМАТОЛИТОВ. <i>Т. В. Литвинова</i>	88
БИОГЕННОЕ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. <i>С. Ю. Малёнкина</i>	92
МИНЕРАЛИЗОВАННЫЕ В ДИАГЕНЕЗЕ КОСТИ ПЛЕЗИОЗАВРОВ И ИХТИОЗАВРОВ В КЕЛЛОВЕЙСКИХ ГЛИНАХ СЫСОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ. <i>Б. А. Мальков, А. Л. Холопова, М. Л. Холопова</i>	95
СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА МИКРОБИАЛЬНОГО ИЗВЕСТНЯКА С ВОДОРΟΣЛЕВЫМИ ЖЕЛВАКАМИ. <i>Е. Л. Петренко</i>	99
ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОКЕАНСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ МИКРОКОНКРЕЦИЙ В ЛИТОГЕНЕЗЕ. <i>В. Н. Свальнов, Т. Н. Алексеева</i>	102

ДИАГНОСТИКА ПЕТРОФОНДА

ЦЕОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ПРИРОДЫ АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ. <i>А. А. Астахова, А. Э. Хардинов</i>	104
МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. <i>Н. Н. Зинчук</i>	106
ИМПАКТОКЛАСТИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ И АСТРОБЛЕМЫ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ. <i>Б. А. Мальков, В. Л. Андреичев, А. Л. Холопова</i>	109
ГАЛЬКИ ЯШМОИДОВ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПСЕФИТАХ. <i>Н. Ю. Никулова</i>	112
МИНЕРАЛЫ ХРОМА В ОТЛОЖЕНИЯХ АЛЬКЕСВОЖСКОЙ СВИТЫ НА ХРЕБТЕ МАЛДЫНЫРД. <i>С. А. Онищенко</i>	114
ВЕЩЕСТВЕННАЯ И СТРУКТУРНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КАРБОНАДО. <i>В. А. Петровский, Ю. В. Глухов, А. Е. Сухарев, Г. Н. Каблис, М. Мартинс</i>	118
ИНДИКАТОРЫ КОПТОГЕННОГО ЛИТОГЕНЕЗА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ. <i>Л. Б. Сушкин</i>	123
СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ИНДИКАТОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ В МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ. <i>В. Н. Устинов, В. В. Ушков, Л. П. Лобкова</i>	125
ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА. <i>Э. С. Щербakov, С. В. Лыжоров</i>	128

ДИАГНОСТИКА ОСАДОЧНЫХ ФАЦИЙ

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СРЕДНЕЛУДФОРДСКИХ ЧЕРНЫХ АРГИЛЛИТАХ (СОБЫТИЕ ЛАУ) НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ. <i>А. И. Антошкина, С. И. Исаенко, О. С. Процько</i>	131
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУНГУРСКОГО И УФИМСКОГО ЯРУСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА. <i>Д. Ю. Аулова</i>	133
ЭЛЕМЕНТАРНАЯ СЕРА КАК ИНДИКАТОР АНОКСИДНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ. <i>Я. Г. Аухатов</i>	135
ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВЕНДСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКОГО СВОДА. <i>В. А. Жемчугова, И. А. Некрасов, Г. Г. Ахманов</i>	137
ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С УСЛОВИЯМИ ФОРМИРОВАНИЯ. <i>А. В. Зайцев, В. Л. Косоруков</i>	139
ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗА «УСТЬ-ТРЕХГЛАВЫЙ» В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ КАЗАНСКОГО ЯРУСА. <i>С. О. Зорина, В. В. Силантьев</i>	142
ЭПР-ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛОМИТОВ СЮКЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИПСА (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН). <i>Р. И. Кадыров, Н. М. Низамутдинов, Н. М. Хасанова, Р. Х. Сунгатуллин</i>	145
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЭВАПОРИТОВЫХ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ В КАТАГЕНЕТИЧЕСКИ ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ. <i>М. Т. Крупенин</i>	148
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА N-37-XXXI (МАЛОАРХАНГЕЛЬСК). <i>Е. В. Кутышева</i>	151
ДОЛОМИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЛИТЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ БУРЕГСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО ПРИИЛЬМЕНЬЯ. <i>А. Б. Тарасенко</i>	153
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ КРАСНОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАМЕННЫЙ УЧАСТОК, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ). <i>Г. Р. Хуснуллина</i>	156
МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ. <i>Р. М. Юркова, Б. И. Воронин</i>	159
МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В БАТ-ВЕРХНЕЮРСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА. <i>П. А. Ян, А. Л. Бейзель, Л. Г. Вакуленко, О. В. Бурлева</i>	162

ДИАГНОСТИКА ДИАГЕНЕЗА

ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЗРЕЗЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСА. <i>И. В. Бигун</i>	166
ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЙ СЕЛАДОНИТОПОДОБНЫЙ ГЛАУКОНИТ В ИХНОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ (ПАЛЕОГЕН, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ). <i>Ю. О. Гаврилов, Е. В. Щепетова</i>	169
МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВКЛЮЧЕНИЙ КРЕМНЕЙ В КАРБОНАТАХ ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ХР. НУРАТАУ И МАЛЬГУЗАР). <i>А. Д. Гончар</i>	173
КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЦЕНА И СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЦЧР. <i>Д. А. Дмитриев</i>	175
ГЕТИТ-ГИДРОГЕТИТОВЫЕ И ФОСФАТНЫЕ МИКРОКОНКРЕЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ. <i>А. В. Зайцев</i>	177

О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ. <i>Н. Н. Зинчук</i>	180
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ПО РАЗРЕЗУ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СУРГУТСКОГО СВОДА. <i>Г. А. Калмыков, Н. С. Балушкина</i>	183
МИНЕРАЛЫ ДВУОКСИ КРЕМНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕКАЗАНСКОГО ПОДЪЯРУСА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН. <i>Л. В. Леонова, А. А. Галеев, Э. А. Королёв, С. П. Главатских, А. А. Чурбанов</i>	185
ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ФОСФОРИТЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНОТИПОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ. <i>Б. А. Мальков, А. Л. Холопова, М. Л. Холопова</i>	189
ЭВОЛЮЦИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ УКУГУТСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ). <i>И. И. Никулин</i>	193
ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОД ЧИМ-ЛОПТЮГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ (ВЫЧЕГОДСКИЙ СЛАНЦЕНОСНЫЙ РАЙОН). <i>В. А. Салдин, Ю. С. Симакова, И. Н. Бурцев</i>	196
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО КРЫМА. <i>К. М. Седаева, Т. П. Майорова, К. С. Устюгова</i>	199
ФРАНКОЛИТ — МИНЕРАЛ-ИНДИКАТОР ЛИТОГЕНЕЗА АРГИЛЛИТОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. <i>Т. М. Сокур</i>	202

ДИАГНОСТИКА СТАДИАЛЬНОГО КАТА- И МЕТАГЕНЕЗА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАТАГЕНЕЗА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕТРОКЛАСТИЧЕСКИХ ГРАУВАКК ВОСТОКА ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ. <i>Л. В. Кокшина, Г. А. Мизенс</i>	205
ЛОМОНТИТ — ИНДИКАТОР ВЫСОКОЩЕЛОЧНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ КАТАГЕНЕЗА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ. <i>В. В. Копорулин</i>	208
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ЛЕЙФМАНА–ВАССОВИЧА УГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ИХ ПОВЕДЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА. <i>С. В. Рябинкин</i>	209
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРИТА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА ПО СТАДИЯМ ЛИТОГЕНЕЗА И УГЛЕФИКАЦИИ. <i>К. М. Седаева</i>	210
АММОНИЙ-СОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕГОРШИНО-КАМЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА). <i>И. Е. Стукалова, Б. А. Сахаров</i>	213

ДИАГНОСТИКА РАССОЛЬНОГО КАТАГЕНЕЗА

О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ПОЗДНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА. <i>Н. И. Бойко</i>	216
ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯРАКТИНСКОГО ГОРИЗОНТА. <i>О. В. Постникова, Е. С. Коновальцева</i>	219

ДИАГНОСТИКА ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ЭПИГЕНЕЗА И РЕЦИКЛИЗАЦИИ

МИНЕРАЛЫ СЕЛЕНА В ЦЕМЕНТЕ ПЕСЧАНИКОВ МИОЦЕНА КАЛМЫКИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ. <i>С. Ю. Енгальцев</i>	223
ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ. <i>Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников</i>	226
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АПТСКИХ ГЛИН ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ. <i>А. Д. Савко, В. М. Новиков, А. В. Крайнов</i>	229
ЭКСГУМАЦИЯ И МНОГОЭТАЖНЫЙ ГИПЕРГЕНЕЗ ЭВАПОРИТОВЫХ ТОЛЩ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ. <i>И. И. Чайковский, Е. П. Чиркова</i>	232

ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СФЕРИЧНОСТИ И ОКРУГЛЕННОСТИ КВАРЦА ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). <i>А. И. Ялышева</i>	234
--	-----

ДИАГНОСТИКА ФЛЮИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

СТРАТИФОРМНЫЕ ЗАЛЕЖИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА КАК ПРИЗНАК ПРИДОННЫХ ПАЛЕОВЫСАЧИВАНИЙ КАТАГЕННЫХ РАСТВОРОВ. <i>Э. А. Королев, В. М. Николаева</i>	236
О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД. <i>С. Х. Лифшиц</i>	239
ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ЛИТОГЕНЕЗЕ. <i>В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин, А. Г. Корчагин</i>	240
МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. <i>Е. Г. Панова, А. П. Казак, С. Ю. Енгальчев, В. Ф. Сапега</i>	242
МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ НАЛОЖЕННОГО ЭПИГЕНЕЗА БОЛЬШЕХЕТСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. <i>А. И. Сухарев</i>	245
ТЕКСТУРА КОНУС-В-КОНУСЕ КАК ИНДИКАТОР НАЛОЖЕННОЙ УГЛЕВОДОРОДНОЙ ФЛЮИДИЗАЦИИ НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ТРИАСОВЫХ РАЗРЕЗОВ ВОСТОЧНЫХ ОСТРОВОВ АРХ. СВАЛЬБАРД). <i>М. А. Тугарова, М. Ю. Синай</i>	248
МИКРОСФЕРУЛЫ И ШЛАКОПОДОБНЫЕ ЧАСТИЦЫ ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ УКРАИНЫ. <i>И. Г. Яценко, С. Н. Бекеша, А. С. Варичев</i>	250

МЕТАМОРФИЗМ. ДИАГНОСТИКА ПРОТОЛИТА

МИНЕРАЛЫ МЕТАОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ КАК ИНДИКАТОРОВ ЛИТОГЕНЕЗА. <i>А. И. Брусницын</i>	254
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЛЬМЕНИТСОДЕРЖАЩИХ СЛАНЦЕВ ПОКЬЮСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ ТИМАН). <i>И. И. Голубева, Д. В. Безинов</i>	257
КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ. <i>В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова</i>	260
АНАЛИЗ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД ПАЙ-ХОЯ. <i>Е. В. Старикова</i>	265

ПРОЦССЫ НАФТОГЕНЕЗА, ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН). <i>А. Н. Кольчугин, В. П. Морозов, Э. А. Королев</i>	268
ВТОРИЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА. <i>Т. А. Коровина, Е. П. Кропотова</i>	271
ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ РАЗВИТИЯ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ТУЛЬСКО-БОБРИКОВСКОГО ВОЗРАСТА В ЭРОЗИОННЫХ ВРЕЗАХ. <i>Э. А. Королев, В. П. Морозов, А. Н. Кольчугин, Г. А. Кринари</i>	274
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УСИНОКУШШОРСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. <i>М. В. Мезрина</i>	277
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ. <i>С. В. Шадрина, И. Л. Крицкий, А. Р. Котельников, А. М. Ковальский</i>	280

ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ГАРАДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АЗЕРБАЙДЖАН). <i>Дж. А. Азадалиев, О. Д. Багирбекова, Э. Б. Гусейнова</i>	283
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДИСПЕРСНОЙ ПРИМЕСИ В ТРИАСОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ. <i>Ю. Г. Волохин</i>	286
ГЕОХИМИЯ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТРИАСОВЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ СИЛИЦИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ. <i>Ю. Г. Волохин, А. А. Карабцов, В. В. Иванов</i>	290
СКОПЛЕНИЯ КОСТНОГО ДЕТРИТА РЫБ В ГЛИНАХ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ В КАЛМЫКИИ КАК ИНДИКАТОР СИНГЕНЕТИЧНЫХ ПОДВОДНЫХ ГАЗОВО-ФЛЮИДНЫХ РАЗГРУЗОК. <i>С. Ю. Енгальчев</i>	294
О ВОЗМОЖНОСТЯХ ВЫЯВЛЕНИЯ РОССЫПНОГО ШЕЕЛИТА НА ГЕТКАНЧИКСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК). <i>Е. В. Железова</i>	296
КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ И СКАРНЫ ОЛЬГИНСКОГО И ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС. <i>В. Т. Казаченко, Е. В. Перевозникова</i>	298
ПАРАГЕНЕЗ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗОКРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК <i>О. Г. Лазур, А. А. Аббясов</i>	302
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА. <i>С. Г. Парада, М. Ю. Маркин, И. Ю. Шишкалов, Ю. В. Холод, В. В. Столяров</i>	303
СИНГЕНЕТИЧНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, КАК ПРИЗНАК ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ. <i>Н. С. Сиваш, Н. В. Берг</i>	306
МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ЛАНТАНОИДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ СТАДИАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНОЗЕМНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КМА. <i>В. И. Сиротин, Е. Е. Белянцева</i>	309
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РИФЕЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МАЯРДАКСКОГО И ЯМАНТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). <i>А. В. Сначёв, Ф. Р. Ардисламов</i>	311
ИНДИКАТОРЫ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ. <i>А. Р. Файзиев, А. Г. Махмадалиев</i>	314
ЦЕОЛИТОНОСНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА. <i>А. Э. Хардигов</i>	316
ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ И НАХОЖДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВИЗЕЙСКИХ УГЛЯХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА. <i>Р. Р. Хасанов, А. Ф. Исламов</i>	319
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ. <i>Н. П. Юшкин, А. Ф. Куни, Н. И. Тимонин</i>	321
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	324
СОДЕРЖАНИЕ	326

Научное издание

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Материалы Российского совещания с международным участием

Научный редактор

Я. Э. Юдович

Компьютерная верстка

А. Ю. Перетягин

Технический редактор

И. Г. Рудакова

*На обложке воспроизведен рисунок из книги А. А. Махнача
«Стадиальный анализ литогенеза» (Минск: БГУ, 2000. 255 с.).
Схема иллюстрирует формирование эпигенетических доломитов
по модели «смешанных вод» (модель Dorag)».*

Компьютерный набор. Подписано в печать 28.02.2011.

Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Усл. печ. л. 41.5

Тираж 160

Заказ 812

Издательско-информационный отдел
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.
167982 ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.
geoprint@geo.komisc.ru