МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

КАФЕДРА НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ЭКЗОЛИТ – 2018

ЛИТОГЕНЕЗ: СТАДИЙНОСТЬ, ПРОЦЕССЫ И ДИАГНОСТИКА

Сборник научных материалов

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

КАФЕДРА НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

при поддержке НС ЛОПИ РАН

ЭКЗОЛИТ – 2018

ЛИТОГЕНЕЗ: стадийность, процессы и диагностика

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ (научные чтения),
посвященные памяти доктора геолого-минералогических наук,
профессора *Олега Васильевича Япаскурта*
Москва, 14–15 мая 2018 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией *Ю. В. Ростовцевой*

МАКС ПРЕСС

МОСКВА — 2018

УДК 55
ББК 26.3
Э36

Организационный комитет:

Председатель: *Ю. В. Ростовцева*

Члены: *К. М. Седаева, В. М. Сорокин, Т. А. Шарданова, Е. В. Карпова, Ю. С. Малеинова*

Э36 **Экзолит – 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика.** Годичное собрание (научные чтения), посвященное памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта. Москва, 14–15 мая 2018 г. Сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова ; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва : МАКС Пресс, 2018. – 154 с.

ISBN 978-5-317-05823-4

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ-2018», проводимых по тематике «Литогенез: стадийность, процессы и диагностика» и посвященных памяти доктора геолого-минералогических наук О. В. Япаскурта. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся породообразования и особенностей вторичного преобразования осадочных толщ. Обсуждаются проблемы диагностики последовательности образования парагенетических ассоциаций минералов, отражающих этапность постседиментационных изменений.

Сборник представляет интерес для специалистов разных направлений, занимающихся стадиальным анализом, теоретической и прикладной литологией.

Ключевые слова: литогенез, процессы породообразования, парагенезис минералов, постседиментационные изменения, стадиальный анализ.

УДК 55
ББК 26.3

ISBN 978-5-317-05823-4

© Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, 2018
© Оформление. ООО «МАКС Пресс», 2018

Олег Васильевич Япаскурт
(14.01.1936–06.08.2016)

АВГУСТ

Как обещало, не обманывая,
Проникло солнце утром рано
Косою полосой шафрановою
От занавеси до дивана.

Оно покрыло жаркой охрою
Соседний лес, дома поселка,
Мою постель, подушку мокрую
И край стены за книжной полкой.

Я вспомнил, по какому поводу
Слегка увлажнена подушка.
Мне снилось, что ко мне на проводы
Шли по лесу вы друг за дружкой.

Вы шли толпою, врозь и парами,
Вдруг кто-то вспомнил, что сегодня
Шестое августа по старому,
Преображение Господне.
Обыкновенно свет без пламени
Исходит в этот день с Фавора,
И осень, ясная как знаменье,
К себе приковывает взоры.

И вы прошли сквозь мелкий, нищенский
Нагой, трепещущий ольшаник
В имбирно-красный лес кладбищенский,
Горевший, как печатный пряник.

С притихшими его вершинами
Соседствовало небо важно,
И голосами петушиными
Перекликалась даль протяжно.

В лесу казенной землемершею
Стояла смерть среди погоста,
Смотря в лицо мое умершее,
Чтоб вырыть яму мне по росту.

Был всеми ощутим физически
Спокойный голос чей-то рядом.
То прежний голос мой провидческий
Звучал, нетронутый распадом:

"Прощай, лазурь Преображенская
И золото второго Спаса,
Смягчи последней лаской женскою
Мне горечь рокового часа.

Прощайте, годы безвременщины.
Простимся, бездне унижений
Бросающая вызов женщина!
Я - поле твоего сраженья.

Прощай, размах крыла расправленный,
Полета вольное упорство,
И образ мира, в слове явленный,
И творчество, и чудотворство".

Борис Пастернак

ПРОГРАММА
Годичного собрания (научных чтений) секции осадочные породы МОИП и кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии
МГУ имени М.В. Ломоносова
ЭКЗОЛИТ-2018

Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова
14 мая 2018 г.
Утреннее заседание, начало в 10.00

10.00–10.20
Вступительное слово Оргкомитета. Вклад О.В. Япаскурта в развитие литологии
10.20–10.40
Кузнецов В.Г. Литология – седиментология: структура науки
10.40–11.00
Савко А.Д. Литология и полезные ископаемые верхнего девона Воронежской антеклизы
11.00–11.20
Бойко Н.И. О генезисе доломитов верхнеюрской карбонатной формации Центрального Предкавказья
11.20–11.40
Попков В.И., Попков И.В. Палеозой складчатого основания Скифско-Туранской платформы и перспективы его нефтегазоносности
11.40–12.00
Постников А.В., Постникова О.В., Идрисова Е.К. Структура пустотного пространства как определяющий фактор развития постседиментационных процессов в природных резервуарах
12.00–12.20
Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Изъюров А.Д. Стадийность эпигенетического минералообразования в продуктивных нижневендских отложениях восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы
12.20–12.40
Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А. Аутигенные минералы алеврито-песчаных пород нижнемеловых резервуаров запада Гыданской НГО
12.40–13.00
Тугарова М.А., Белозеров Б.В., Фаизов Р.З. Теоретическая литология в проектах нефтяных компаний

Перерыв 13.00–14.00

Вечернее заседание

14.00–14.20

Савко А.Д., Шевырёв Л.Т., Меркушова М.Ю. Литолого-фациальный анализ железисто-кремнистого осадконакопления в палеопротерозое Курско-Криворожского бассейна (ККБ)

14.20–14.40

Постникова О.В., Кулагина Н.К., Духненко Ю.А., Кузнецов А.С. Аутигенная калишпатизация пустотного пространства пород-коллекторов продуктивных отложений венда

14.40–15.00

Ростовцева Ю.В., Краснова А.В., Гаврилов А.Е., Полянский Б.В. Вулканиты как объект поисков залежей углеводородов

15.00–15.20

Храмцова А.В., Вилесов А.П., Лебедев М.В., Sousa M. Седиментологические особенности секвенсов формации Нижняя Журуа бассейна Солимойс, Бразилия

15.20–15.40

Лаломов А.В. Россыпи в системе литогенеза

15.40–16.00

Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т., Зайцева Т.С. Глауконит в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия северной Сибири (Оленекское поднятие)

16.00–16.20

Седаева К.М., Арефьев М.П., Ульяхин А.В. Криптокластика и её диагностика в красноцветных пермотриасовых отложений Московской синеклизы

16.20–16.40

Пустыльникова В.В. Примеры внестадийных процессов в породах рифей-вендского возраста параметрической скважины Майгуннская 275 (западный склон Бакитской антеклизы, Красноярский край)

16.40–17.00

Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.С. Карбонатные конкреции в песчаных породах кодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала)

17.00–17.20

Мельничук О.Ю., Гуляева Т.Я., Рянская А.Д., Исаков А.Ю. Постседиментационные преобразования верхнедевонских и нижнекаменноугольных глинистых пород восточного склона Среднего Урала

17.20–17.40

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н, Кулагина Е.И. Кристаллокластические известняки в отложениях нижнего карбона Колганского прогиба (Оренбургская область)

17.40–18.00

Лошкарева В.А., Китаева И.А. Стадийность вторичных процессов в продуктивных горизонтах венд-нижнекембрийских карбонатных отложений юга Сибирской платформы

Аудитория библиотеки геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (6 этаж)

15 мая 2018 г.

Утреннее заседание, начало в 10.00

10.00–10.20

Попков В.И. Генезис и постседиментационные преобразования позднепалеозойских толщ песчаномысско-ракушечной зоны поднятий Южного Мангышлака

10.20–10.40

Микерина Т.Б. Геологические циклы седиментогенеза и нефтеобразования в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне

10.40–11.00

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Синтектонический УВ-содержащий кальцит как показатель миграции нефти в зоне передовой складчатости Южного Урала

11.00–11.20

Журавлева Л.М. Сонахождение минералов-антагонистов в отложениях нормально соленых бассейнов – результат микробиальной деятельности

11.20–11.40

Дмитриев Д.А., Жабин А.В. Среднеэоценовые глинистые отложения южной части Центрально-Черноземного региона

11.40–12.00

Мануковский С.В., Крайнов А.В., Милаш А.В. Каолинитовые глины месторождения «Козынка»

12.00–12.20

Милаш А.В. Характеристика минерального состава глинистых отложений девона юго-востока Воронежской антеклизы

12.20–12.40

Жабин А.В., Дмитриев Д.А. Самородный свинец в окремненных верхнемеловых породах правобережья реки Дон

12.40–13.00

Черешинский А.В. Минералы-индикаторы кимберлитов девонских и каменноугольных образований Воронежской антеклизы

Перерыв 13.00–14.00

14.00–14.20

Антипова О.А., Пошибаев В.В., Постникова О.В. Катагенетические изменения пород-коллекторов венда зоны Ангарских складок (на примере мошаковской свиты тасеевской серии)

14.20–14.40

Танинская Н.В., Колпенская Н.Н., Низяева И.С., Грислина М.Н., Зельцер В.Н., Мясникова М.А. Седиментационное моделирование альбских отложений севера Западной Сибири

14.40–15.00

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. Граница кембрий-венд и геодинамика: роль седиментологии в глобальной стратиграфии

15.00–15.20

Стукалова И.Е., Цеховский Ю.Г. Закономерности образования углей и горючих сланцев в мезозойских рифтогенных впадинах

Зал библиотеки геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (6 этаж)
Утреннее заседание, начало в 10.00

10.00–12.00

Круглый стол: Проблемы литологического изучения нефтематеринских толщ (доманиковая и баженовская свиты)

Ведущие: Шарданова Т.А., Калмыков Г.А.

12.00–13.00

Круглый стол: Литология или седиментология

Ведущие: Кузнецов В.Г., Ростовцева Ю.В.

Перерыв 13.00–14.00

Вечернее заседание

14.00–15.30

Круглый стол: Классификации карбонатных пород: отечественные и зарубежные

Ведущие: Кузнецов В.Г., Постникова О.В., Ростовцева Ю.В., Седаева К.М.

Аудитория библиотеки геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

15.30–17.00
Круглый стол: Изотопный анализ в литологии
Ведущие: Кулешов В.Н., Юрченко А.Ю.

Аудитория 604 геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (6 этаж)

15.00–17.00
Практический семинар по методам стадиального анализа с использованием оптической микроскопии
Ведущая: Карпова Е.В.
17.00–18.00

Закрытие научных чтений

А.И. Антошкина
Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН

МИКРОБИОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И БИОТИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ В КАРБОНАТНЫХ СИСТЕМАХ НА ПРИМЕРЕ СИЛУРА СЕВЕРА УРАЛА

Протерозойские и раннепалеозойские микробиальные холмы и рифоподобные структуры были первыми в мире крупномасштабными биотическими сооружениями. Влияние нитрификации в морской среде в результате колебаний относительного уровня моря и других океанографических изменений может быть использовано для объяснения таксономических изменений организмов, в том числе микробов, от олиготрофных к мезотрофным, увеличения биоэрозии и затопления карбонатной платформы. Более существенные эпизоды экологического изменения, приводящие к массовому вымиранию, локально характеризуются расширением мезотрофных микробных сообществ в вакантные экологические ниши. В данном сообщении рассматривается распределение микробных образований в экостратиграфическом каркасе силура на севере Урала.

В группу микробиалитов обычно включают строматолиты, тромболиты и дендролиты [6–7]. Изучение ооидов разных типов и состава показало присутствие в них бактериоморфных структур и минерализованного гликокаликса, что говорит об активном участии в их формировании микробных организмов [1–5 и др.]. Фоссилизированный гликокаликс в оболочке ооидов и присутствие ооидов в структуре строматолитов говорит об их тесной взаимосвязи и возможной взаимозависимости происхождения в специфических палеоэкологических условиях. В результате проведенных изотопно-геохимических исследований выявлена существенная роль бактериального органического вещества в диагенетическом карбонатном минералообразовании в условиях, когда морская вода варьировала от опресненно-солоноватых до нормально-соленых, а придонные воды испытывали недостаток кислорода.

Поэтому в спектр типов микробиолитов следует добавить онколитовые, оолитовые и кониатоидные образования.

Рассматривая эволюцию микробных сообществ в шельфовых экосистемах силура на территории северной части Западного Урала можно выделить этапы преобладания роли цианобактериальных и кальцимикробных ассоциаций, связанные с событиями вымирания Иревикен, Мульде, Лау. Клонк. Наиболее широкое присутствие микробных ассоциаций в рифах и прерывистость формирования последних на окраинах

карбонатных шельфов определяется тем, что обилие и преобладание микробных *diaster forms* среди организмов-каркасостроителей, в первую очередь обусловлено региональными и глобальными биосферными событиями, влиявшими непосредственно на эволюцию микробных, микробно-водорослевых сообществ и ассоциирующихся с ними метазой.

Исследования ооидно-строматолитовых ассоциаций мощностью от 0.5 до 9 м в силурийских разрезах показали, что появление таких ассоциаций определяется регрессией морского бассейна. В результате последующей палеоландшафтной дифференциации дна бассейна изменяются гидрохимический и гидродинамический режим водоёма. Это приводило к возникновению спокойноводных обстановок, экспансии микробных и бактериальных сообществ и эвтрофных обстановок в придонных осадках, падению кальциевого баланса морских вод и реорганизации бентосных экосистем с преобладанием преимущественно эврифациальных и эвригалинных организмов – остракод, гастропод, бивалвий.

Позднетелическая регрессия, последовавшаяе за раннетелической трансгрессией, привела к восстановлению губково-микробиальных рифовых сообществ и связанных с ними микробных компонентов. Но в конечном итоге событие вымирания Иревикен на границе лландовери и венлока привело к гибели ранневенлокских рифов на Урале. Строматолиты и ооиды, присутствующие вблизи границы венлока, по-видимому, представляют собой *diaster forms*, которые воспользовавшись ситуацией размножались после завершения события вымирания Мульде. Другая позиция распространения микробиальных образований во время регрессии характерна для пограничных отложений нижнего лудфордия и пржидола, которая предшествовала событиям вымирания Лау и Клонк. Микробные сообщества, продуцирующие эти микробиолиты, вероятнее всего, используя повышение уровня питательных веществ для жизнеобеспечения своей активности, могли стать причиной этих событий вымирания.

Таким образов, распространение в разрезах микробиальных карбонатов является индикатором изменения окружающей среды и проявления биотических кризисов в карбонатных системах, которые являются прекрасными реперами изменения палеогеографической ситуации в морском бассейне. Такие гео-биологические события важны для корреляции удаленных разрезов в осадочных бассейнах.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. *Антошкина А.И.* Ассоциации ооидов и строматолитов – стресс для бентосных экосистем // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 2015. № 3. С. 19-25.

2. *Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Силаев В.И.* Биохемогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале // Вестник ИГ Коми Нц УрО РАН, 2017. № 9. С. 12-22.

3. *Davaud E., Girardclos S.* Recent freshwater ooids and oncoids from western Lake Geneva (Switzerland): indications of a common organically mediated origin // J. Sedimentary Research, Vol. 71, no. 3. 2001. P. 423–429.

4. *Diaz M.R., Smart P.K., Eberli G.P. et al.* Geochemical evidence of microbial activity within ooids // Sedimentology, 2015. V. 62. P. 2090–2112.

5. *Duguid S.M.A., Keyser T.K., James N.P. et al*. Microbes and ooids // J. of Sedimentary Research, 2010. V. 80. P. 236–251.

6. *Riding R.E.* Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms // Sedimentology. 2000. V. 47. P. 179–214.

7. *Riding R.* Microbiolites, stromatolites, and thrombolites. In J. Reitner and V. Thiel (eds), *Encyclopedia of Geobiology*. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, 2011. P. 635–654.

О.А. Антипова, В.В. Пошибаев, О.В. Постникова
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВЕНДА ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОК (НА ПРИМЕРЕ МОШАКОВСКОЙ СВИТЫ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ)

Основная промышленная нефтегазоносность в пределах юга Сибирской платформы связана с отложениями рифея, венда и кембрия. Одной из отличительных особенностей этих отложений является высокая степень их вторичной преобразованности, которая во многом определяет их фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС).

Для терригенных отложений венда зоны Ангарских складок (юго-западная окраина Сибирской платформы) наиболее значимыми вторичными преобразованиями, повлиявшими на ФЕС пород, являются процессы гравитационной коррозии аллотигенных минералов, их пластические деформации, интенсивное трещинообразование, аутигенное минералообразование.

В настоящей работе были проведены детальные литологические исследования продуктивных терригенных отложений мошаковской свиты венда по керну из трех скважин. Эти скважины пробурены в различных структурных зонах. Они

соответствуют различным частям древнего рифтогенного прогиба рифейского заложения.

Первая скважина расположена на границе Енисейского покровно-складчатого пояса и юго-западной окраины Сибирской платформы, на склоне Богучано-Манзинского выступа. Вторая пробурена в центральной части зоны Ангарских складок, которая соответствует прибортовой части рифтогенного прогиба, существовавшего здесь в рифей-вендское время. Самая восточная, третья скважина, пробурена на юго-восточном склоне Камовского свода Байкитской антеклизы, она соответствует узловой зоне пересечения двух рифтогенных структур, объединяемой некоторыми исследователями в Ангаро-Котуйский рифтогенный палеопрогиб.

В каждой из этих структурных зон отмечаются различные по своей направленности и интенсивности вторичные процессы. Целью настоящей работы явилось выявление взаимосвязей между этими процессами и ФЕС пород.

Отложения мошаковской свиты представлены преимущественно пестроцветными песчано-алевритовыми и алевро-глинистыми разностями, в меньшей степени, карбонатными и сульфатными отложениями. В мошаковское время процессы седиментации осуществлялись в пределах аллювиально-дельтовой равнины и в условиях мелководноморского бассейна. Выявленные в разрезах гравийно-песчаные, песчаные и алевро-песчаные тела представлены в основном прибрежно-морскими барами, заполнением русел временных водотоков, малыми аккумулятивными формами.

Пустотное пространство в этих породах зачастую бывает сильно изменено вторичными преобразованиями. При этом распределение прослоев со сильной степенью вторичной преобразованности весьма неоднородно. Так, например, в разрезе одной из скважин в отложениях мошаковской свиты отмечаются прослои с сильно уплотненными породами, в которых значения ФЕС крайне низкие и составляют 1-2%. Обломочная часть этих пород сильно изменена, на границе между обломками отмечаются характерные зубчато-клиновидные, конформные и инкорпорационные контакты. Некоторые обломочные зерна характеризуются наличием следов пластической деформации. Процессы уплотнения и корродировнаия обломочных зерен сопряжены с аутигенным минералообразованием в пустотном пространстве. Аутигенный кварц представлен несколькими генерациями, встречаются аутигенные калиевые полевые шпаты, аутигенные слюды со следами врастания в обломочные зерна. На заключительных стадиях пустотное пространство пород было залечено аутигенными карбонатными и сульфатными минералами.

В этой же скважине встречаются песчаные прослои, в которых степень уплотнения средняя, иногда незначительная. Процессы аутигенного минералообразования

проявлены не так интенсивно. В этих прослоях значения Кп значительно выше и составляют обычно 8-12%.

Наиболее интенсивные вторичные преобразования пород характерны для песчаных прослоев с изначально высокими значениями ФЕС. Эти прослои как правило приурочены к верхним частям регрессивных циклитов мошаковской свиты. В средних и отчасти нижних частях циклитов интенсивность вторичных преобразований алевро-песчаных и песчаных пород не столь значительная. При этом наиболее интенсивно преобразованные породы отмечаются в пределах скважины, расположенной в зоне, граничащей с Енисейским покровно-складчатым поясом. Наименее изменены оказались породы из скважины, наиболее удаленной от складчатого пояса.

Не менее существенную роль в фильтрационно-емкостной системе играет трещиноватость вендских терригенных отложений. Значительная по своей протяженности система субвертикальных трещин была выявлена в пределах бортовой зоны Иркинеево-Чадобецкого палеорифта. Эти трещины частично минерализованы, их раскрытость иногда составляет более 7-8 мм. Система субвертикальных трещин, соединяющая тонкие коллекторские поровые прослои, образует сложную фильтрационно-емкостную систем.

В третьей скважине, расположенной в зоне пересечения двух рифтогенных структур, в песчаных породах отмечаются следы интенсивного выщелачивания карбонатного цемента и образования вторичной пористости.

Таким образом, в работе выявлены некоторые закономерности между ФЕС и катагенетическими преобразованиями пород. Показана изменчивость интенсивности вторичных преобразований по разрезу осадочного чехла, проанализированы вторичные преобразования песчаных тел в различных структурных зонах. Наиболее пористые уровни прогнозируются осевой части рифта, здесь доминируют процессы выщелачивания и образования вторичной пористости. Трещиноватые природные резервуары прогнозируются в бортовой части рифта.

Н.И. Бойко
ЮФУ, Ростов-на-Дону

О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛОМИТОВ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Минералого-петрографические исследования верхнеюрских карбонатных отложениях Центрального Предкавказья (междуречье Кубань-Белая) указывают на наличие в них 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.

Генезис вышеописанных доломитов в основном связан с отложением и диагенетическим преобразованием известково-магнезиальных илов смешанного состава. Накопление их происходило в довольно 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 и в силу своей подвижности, 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.

Эпигенетический (наложенный) доломит приурочен в Центральном Предкавказье, 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 результате этих реакций поровые растворы переходили в широко распространенные среди отложений формации хлоркальциевые воды [2], известняки доломитизировались и испытывали одновременно сульфатизацию. В последующем под воздействием подземных вод сульфат кальция частично выщелачивался, обусловливая 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 [3], роль эпигенетического (наложенного) доломитообразования может быть объяснена заменой растворов, отдавших магний, новыми его порциями, поступающими сверху. Это привело к наблюдаемому увеличению степени доломитности отложений формации в верхних частях разрезов. Такой механизм катагенетического доломитообразования В.Н.Холодовым [4] назван гравитационно-рассольным.

Литература

1. *Бойко Н.И.* О генезисе доломитов верхнеюрских карбонатных отложений Западного Предкавказья // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С.151-159.

2. *Кондратьев И.А., Митин Н.Е.* Состояние и пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Краснодарском крае // Геология нефти и газа. 1976. №1. С. 15-19.

3. *Страхов Н.М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука. 1971. 609 с.

4. *Холодов В.Н.* Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука. 1988. С. 3-23.

Л.Г. Вакуленко[1,2], О.Д. Николенко[1], П.А. Ян[1,2]
[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
[2]Новосибирский исследовательский государственный университет

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД НИЖНЕМЕЛОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ЗАПАДА ГЫДАНСКОЙ НГО

Гыданская нефтегазоносная область является одной из наиболее слабо изученных территорий в пределах Западно-Сибирской провинции. Основные перспективы ее нефтегазоносности связаны с нижнемеловыми отложениями. Однако, петрографические особенности их практически не освещены в научных публикациях. В процессе литолого-фациальных исследований керна ряда скважин на западе НГО авторами был выполнен петрографический анализ алеврито-песчаных пород берриас-барремского, готеривского, баррем-нижнеаптского и аптского региональных резервуаров, залегающих в интервале глубин 1700-2900 м и выделенных в составе нижней и верхней частей ахской свиты, нижнетанопчинской и верхнетанопчинской подсвит соответственно. Среди изученных пород преобладают мелкозернистые песчаники с различной примесью среднепесчаного и алевритового материала. Состав обломочной части литокластито-полевошпато-кварцевый с близким содержанием кварца и полевых шпатов и подчиненным - литокластов (14-33%).

При детальном микроскопическом исследовании пород выявлены разнообразные постседиментационные изменения, их последовательность и соответствие определенным стадиям литогенеза. Судя по данным А.Н. Фомина (ИНГГ СО РАН) метаморфизм ОВ неокомского комплекса в районе исследования соответствует градациям $МК_1^1$-$МК_2$, т.е. в первом приближении вмещающие отложения затронуты постседиментационными преобразованиями, соответствующими среднему-началу позднего катагенеза.

Наиболее ярко постседиментационные изменения проявлены в виде формирования аутигенных минералов в цементе изученных пород. Широко распространен и представлен практически во всех алеврито-песчаных пластах кальцит, менее сидерит, редко незначительно развит доломит. Содержание кальцита варьирует от первых % до 45-50%, иногда до 60-70%. Различные генерации кальцита можно выделить по степени его кристалличности, взаимоотношениям с обломочной частью и по характеру преобразованности обломочных компонентов, «запечатанных» в кальцитовом цементе. Принято считать, что кальцит с размером кристаллов менее 0,01 мм (микрокристаллический, скрытокристаллический) является седиментационным и/или раннедиагенетическим (первая генерация). В стадию диагенеза и катагенеза

происходит его перекристаллизация с укрупнением кристаллов, реликты микрита соохраняются в виде сгустков и пятен. Эта генерация встречается редко и только в мелководно-морских пластах ахской свиты. Вторая генерация представлена отдельными кристаллами и агрегатами кальцита тонко-, мелко-, редко средне-мелкокристаллической структуры, формирующими поровый, участками базально-поровый цемент. К третьей генерации отнесен пойкилитовый кальцит мелко-средне-, иногда средне-крупно- и грубокристаллический. Он корродирует обломки (в том числе регенерационные кварцевые каемки), частично или полностью замещает часть из них, формируя порово-базальный, базальный цемент. Наиболее широко проявлен в пластах дельтового комплекса нижнетанопчинской подсвиты. Большинство исследователей считает пойкилитовый кальцит одним из наиболее поздних катагенетических аутигенных минералов (без учета его новообразований по разнонаправленным трещинам и кавернам). При сравнении значений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) для исследованной выборки образцов средние показатели пористости интенсивно карбонатизированных пород снижаются в 3 раза, а проницаемости – на два порядка. По результатам исследования кернового материала и анализа данных ГИС предпринята попытка визуализация масштабов развития постседиментационной карбонатизации коллекторов одного из месторождений Гыданской НГО [1].

Впервые в рассматриваемой части Западной Сибири в нижних пластах танопчинской свиты в песчаниках, сформированных во фронте дельты, было обнаружено незначительное проявление катагенетического крупно-грубокристаллического пойкилитового цеолита в виде отдельных пятен среди базального или порового пойкилитового кальцита. Ранее цеолитовая минерализация нижнего мела неоднократно описывалась в работах А.В. Поднебесного, картировавшего субмеридиональную зону ее развития с крайнего юго-востока Гыданского полуострова на юг и привязывавшего ее к глубинным разломам. Положение цеолитов в стадиальном ряду аутигенных минералов, а также его площадное распространение требует дальнейшего изучения и уточнения, т.к. процессы цеолитизации пород влияют на их ФЕС, искажают данные электрического каротажа и осложняют процесс разработки залежей.

Кроме рассмотренных, в составе ассоциации аутигенных минералов в изученных породах установлены: диагенетические пирит, анатаз, лейкоксен, глауконит, диагенетические-катагенетические хлорит, каолинит, сидерит, катагенетические кварц, полевой шпат, доломит. В целом, все новообразованные минералы уменьшают объем пустотного пространства. Однако, в некоторых случаях формирование их способствует сохранению или даже улучшению коллекторских свойств: 1) формирование аутигенного каолинита, агрегаты которого содержат мелкие внутризерновые поры; 2)

наличие небольшого количества диагенетических кварцевого регенерационного и хлоритового пленочного цементов, препятствующих уплотнению. Оценка постседиментационных факторов формирования ФЕС пород проницаемых частей резервуаров должна выполняться конкретно для каждого месторождения в целях более точного прогноза зон улучшенных коллекторов.

Литература

1. *Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Николенко О.Д., Шестакова Н.И.* Оценка масштабов карбонатизации терригенных пород-коллекторов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр. Междунар. науч. конф. Новосибирск: СГУГиТ. Т. 1. С. 12-15.

В.С. Вишневская
ГИН РАН, Москва

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ «КАЛЬЦИСФЕРИДЫ» РОССИИ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сегодня микропалеоальгологический метод является незаменимым инструментом для решения литобиостратиграфических задач на закрытых территориях. Зачастую именно на анализе микрофоссилий основываются возрастные датировки отложений, вскрытых скважинами, где макрофауна встречается редко или представлена фоссилиями неудовлетворительной сохранности. Следует отметить, что микрофоссилии позволяют проследить трансгрессивно-регрессивную динамику палеобассейнов. Микропалеонтология активно применяется в геологосъемочных работах и обеспечивает надежную биостратиграфическую основу для геологов и нефтяников, занимающихся поиском углеводородов на закрытых территориях Западной Сибири и на Дальнем Востоке.

На примере меловых отложений Поволжья была впервые описана находка кальцисфер в виде известковых цист, которая свидетельствует о принадлежности данных микропроблематик и им подобных к известковым цистам динофи́товых во́дорослей (Dinoflagellata), а не к фораминиферам и не к кальцисферидам - группе неясного систематического положения, к которым их ранее относили. Благодаря этому было установлено систематическое положение микропроблематик [1,3]. На рисунке хорошо видно, что стенка известковых диноцист и лучи состоят из псевдо-волокнистого кальцита. Внутренняя часть сфер выстлана тонким «микрогранулярным слоем» из кристаллов кальцита, что демонстрируют изображения в СЭМ.

Мезозойские известковые диноцисты широко используются в нефтяной геологии, где по ним проводится выделение нефтематеринских фаций (кальцисферовые, питонелловые, олигостегиновые фации), установление зон, определение возраста слоев

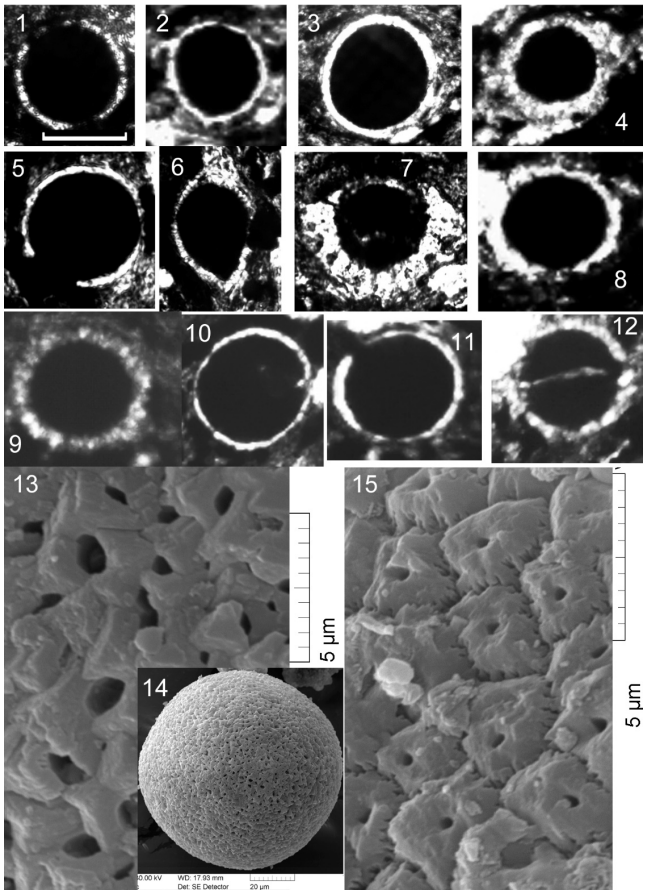


Рисунок. Меловые «кальцисфериды» России. 1-12. Известковые цисты динофлагеллят из берриас-валанжина баженовской свиты Западной Сибири. Снимки выполнены в оптическом микроскопе: 1, 2, 5 – *Stomiosphaerina* cf. *proxima* Rehánek (1- Западно-Узенская 308-30, 2 – Емангальская 96-72, 5 - Апрельская 11-23/1), 3 – *Colomisphaera* ? *fortis* Rehanek, Апрельская 11-23, 4 – *Stomiosphaera wanneri* (Borza), Апрельская 11-29, 6, 7 – *Pitonella* sp. (6 - Апрельская 11-23/2, 7 - Нижне Ятлорская 2-21), 8 – *Colomisphaera* ? *tenuis* (Nagy), Нижне Ятлорская 2-32-2, 9-12 –*Colomisphaera* ? *conferta* Rehanek, Илорская 412-81. 13-15 - Электронные микрофотографии известковых диноцист из верхнего мела (маастрихт) Саратовского Поволжья (Нижняя Банновка, обнажение 3011, образец 44), выполненные под СЭМ: 13, 14 - *Pithonella globosa* Futterer (13 – строение внешнего слоя со стенкой питонеллового типа, 14 – общий вид), 15– стенка *Asterosphaerella* cf. *alveolata* Villain. 1-12 линейка 30 мкм.

[2], следовательно, первостепенной задачей является установление их присутствия в разрезах России, а затем определения их таксономического состава. Позднемезозойская зональная схема по известковым диноцистам скоррелирована со шкалой по аммонитам [2].

Верхи разреза баженовской свиты (J_3v-K_1v) содержат морское сапропелевое вещество (в первую очередь, водорослевое – известковые диноцисты), которое до настоящего времени палеонтологически не изучалось. Использование известковых диноцист в целях стратиграфии имеет огромный потенциал, поскольку в большинстве разрезов баженовской свиты представлен широкий спектр известковых диноцист (рис. 1), которые ранее многократно отмечались как «кальцисфериды».

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00494-а и № 18-05-00501-а).

Литература

1. *Вишневская В.С.* Находка известковых диноцист в верхнем мелу Поволжья // Доклады Академии наук. 2016. Т. 466. №3. С. 366-369.

2. *Reháková D.* Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the west Carpathian (Late-Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments // Geol. Carpathica, 2000. 51 (4). P. 229-243.

3. *Vishnevskaya V.S.* The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // Geological Quarterly, 2017. 61 (3). P. 641–654, doi: 10.7306/gq.1370

О.П. Гончаренко, Г.А. Московский, М.В. Соломон, Д.А. Шелепов
Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ СИЛЬВИНИТОВ, СИЛЬВИН-ГАЛИТОВЫХ ПОРОД ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Текстуры и структуры калийных солей отражают условия их формирования и являются важными показателями их качества как полезного ископаемого. В изученных нами сильвинитах, сильвин-галитовых и карналлит-сильвиновых породах часто их текстуры и структуры меняются существенно на небольшом протяжении продуктивных интервалов. Изменение облика пород (текстур) проявляется как по разрезу, так и по латерали, часто даже в пределах одного стратиграфического уровня (пласта и даже слоя). Резкие изменения текстурно-структурных характеристик, по всей видимости, является следствием способности к перекристаллизации легкорастворимых минералов.

Текстура осадочной породы – особенность её строения, определяемая ориентировкой и взаиморасположением её составных частей (минеральных зёрен, кристаллов, микропримесей и др.). Общей особенностью большей части галогенных отложений и, в том числе, пород заключительных его стадий, являются слоистые текстуры. Они формируются: а) под влиянием сезонных факторов и, соответственно, вариаций состава поверхностного слоя рапы; б) при периодическом поступлении терригенного материала не связанного с сезонными колебаниями состава рапы (эоловый занос или переотложение ранее отложившихся терригенных осадков за счёт внутренней гидродинамики бассейна); в) за счёт изменений физико-химических параметров (температур рапы, не связанных с сезонными факторами, формирования галоклина или термоклина и др.).

Среди всего многообразия пород, слагающих продуктивный сильвинитовый пласт погожской ритмопачки прибортовой зоны, калиепроявлений в долинной и луговской ритмопачках Гремячинского месторождения (юго-западная часть внешней бортовой зоны Прикаспия) и ряда участков севера прибортовой зоны Прикаспия, по составу, типоморфным особенностям и распространению, можно выделить три основных промышленных типа слоистых разностей сильвинитов, различающихся по составу и текстурно-структурным характеристикам:

1. *сильвиниты крупнокристаллические с массивной текстурой* (в пределах прослоев 50-120 мм) с гипидиоморфнозернистой (гипидиоморфной), реже с гранобластовой структурой и разностями молочно-белыми, красновато-оранжевыми, светло-коричневыми, пятнистыми, содержащими весьма незначительные количества рассеянного ангидрита и галопелита; с долей условности к этому же типу можно отнести молочно-белые средне- мелкокристаллические сильвиниты, 2. *сильвиниты слоистые мелко- среднекристаллические*, оранжево-красные, коричневые, зеленовато-серые с высоким содержанием как рассеянной пелит-ангидритовой примеси, так и той, что распределяется в породе послойно, отдельными блоками, линзами и полосами; *3. сильвиниты ритмично-слоистые*, включающие в качестве элементов слоистой серии сильвин крупно- среднекристаллический молочно-белый и светло-коричневый, сильвиниты с повышенным содержанием пелитового материала, а также слойки галитового или галит-ангидритового состава. Эти разности сильвинитов отражают, видимо, моменты перехода от доминирования чисто галогенной седиментации к седиментации с существенной ролью терригенного материала и наоборот.

Структура осадочной породы – особенность строения горной породы, обусловленная формой и размерами составляющих её частей. Для калийных, калийно-магниевых и магниевых пород это, прежде всего, степень идиоморфизма основных компонентов породы, определяемая последовательностью их кристаллизации, закономерностями дорастания при диагенезе, а также наличием или отсутствием зональных структур роста, признаков замещения одних минералов другими и т.п. По взаимоотношениям форм кристаллов можно выделять чаще всего гипидиоморфнозернистую или гипидиоморфную структуру (за счёт большего идиоморфизма кристаллов галита, который часто является галитом высаливания), реже – гранобластовую структуру. Разности с большим количеством пелитового материала отличаются большим разнообразием структур, часто сходных со структурами обломочных пород.

При детальном изучении закономерностей состава, текстурно-структурных особенностей отложений заключительных стадий галогенеза возникают вопросы, касающиеся условий формирования различных типов текстур, отражающихся в структурном облике минеральных агрегатов. Для изученных районов Прикаспийского соленосного бассейна по анализу всего материала выделяются факторы, определявшие различия текстурно-структурных разностей сильвинитов: 1. перетоки рапы между отдельными акваториями (суббассейнах) солеродного бассейна и связанная с ними ритмичность галогенеза, в том числе периодически реализующиеся процессы высаливания ангидрита, галита а иногда и сильвина; 2. волновая деятельность в суббассейнах, приводящая к перемещению пелитового материала и ангидрита. С этим связано образование брекчиевидных текстур во всех типах калийных пород; 3. ритмичность в поступлении терригенного материала (пелита и ангидрита), обусловленная, главным образом, эоловым процессом. С поступлением терригенного материала связывается существенно падающая размерность кристаллов, появление плёнок и скоплений гидроокислов железа; 4. тип седиментационной модели (однослойной с рапой малой степени сгущения, двухслойной с нижним слоем концентрированной рапы и др.); 5. наложение син- и постседиментационных процессов на отложившийся осадок, определяемое положением участка соленакопления (береговая полоса, приподнятый участок дна и др.). Наложенные процессы, связанные с близостью берега или с приподнятыми участками дна, заключаются, прежде всего, в частичном растворении калийных или калийно-магниевых солей, их избирательной коррозии и замещении карналлита сильвином.

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина, Е.И. Кулагина
Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа

КРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КАРБОНА КОЛГАНСКОГО ПРОГИБА (ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ)

При изучении керна нефтепоисковых скважин Царичанской площади в ЮЗ части Восточно-Оренбургского сводового поднятия в целях литолого-стратиграфического расчленения осадочного разреза, в пограничных турнейско-визейских отложениях были встречены карбонаты с необычной структурой, которую кратко можно охарактеризовать как обломочную кристаллокластовую. Обломочные структуры характерны для карбонатных пород, необычность этой породы выражена составом обломков, каждый из которых представляет собой агрегат кристаллов кальцита с радиально-лучистым погасанием (рис.1,а). Обломки чаще всего остроугольные, изредка встречаются структурированные скопления обломков, указывающие на разрушение более крупных их срастаний. Все обломки погружены в глинистый цемент, который если судить по оптическим характеристикам, близок хлоритовому составу. Кроме кристаллокластов кальцита в породе отмечены ромбоэдры доломита и проблематичные включения фосфатных (?), интенсивно пиритизированных органических остатков.

Интерпретация фациальной природы и генезиса этой породы вызывает затруднения. Следует отметить, что аналогичные кристаллокластовые породы встречены также в Бузулукской впадине на территории Самарской области (рис. 1, б), где из-за брекчиевидного облика их отнесли к склоновому типу отложений, т.е. переходному между сводовым и депрессионным типами разрезов ККСП [1].

Анализ мировой литературы по генезису карбонатных пород позволил обнаружить почти полные аналоги указанной выше породы в подсолевых меловых карбонатах Южно-Атлантического бассейна Сантос в Бразилии, мощностью 550 м [2]. Основываясь на геохимических исследованиях, эти авторы показали, что кристаллы кальцита росли при диагенезе карбонатно-глинистого осадка в условиях озерно-эвапоритовой обстановки. Точками зарождения кристаллитов были магниевый монтмориллонит (стивенсонит), который конгруентно растворялся в щелочных условиях бассейна с выделением свободного кремнезема. Этот процесс, как и последующая рассеянная доломитизация привели к развитию дополнительной фенестровой вторичной пористости. Популярная идея микробиального ростакрустификационных обрастаний в данном случае не применима. Вполне

вероятно, что и в нашем случае кристаллокластит есть результат диагенетической кристаллизации кальцита, последующего размыва и уплотнения осадка.

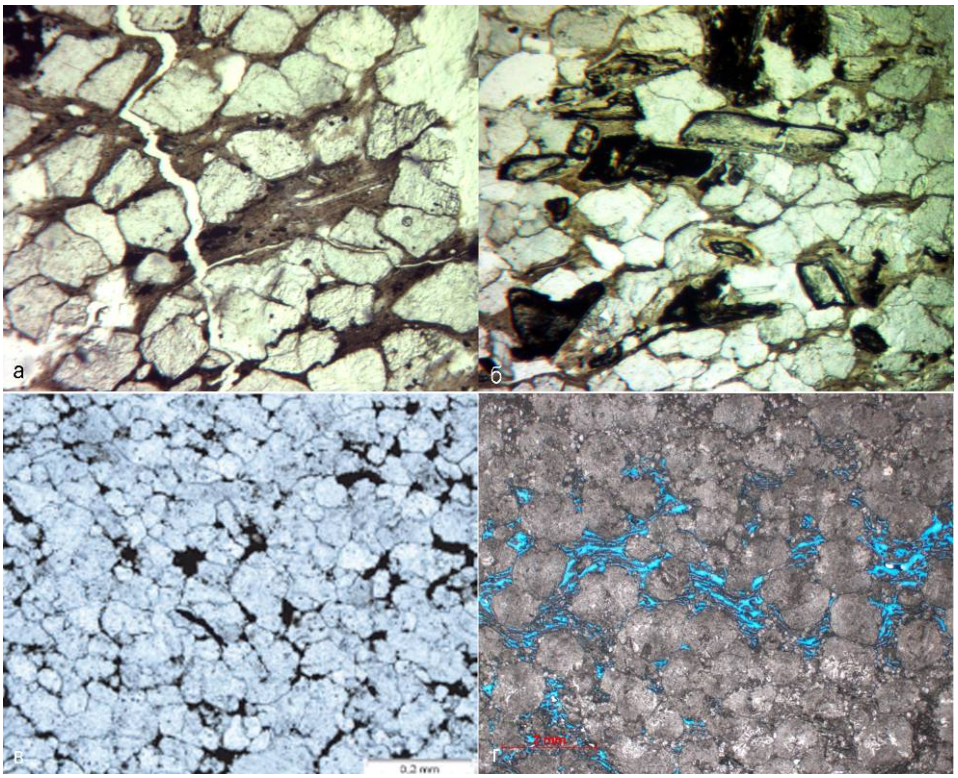


Рисунок. Кристаллокластический известняк: а,б – из скв. 21 Царичанской: а-кристаллокласты кальцита в темном глинистом цементе, б – то же с темными некарбонатными органическими остатками, замещенными пиритом, в – из Бузулукской впадины [1], г – из формации «Barra Velha» бассейна Сантос [2]. Шлифы без анализатора, длина снимков 1мм.

Нижележащие породы представлены светлыми водорослево-фораминиферовыми известняками (вакстоунами и грейнстунами) косьвинского горизонта верхнего турне, они характеризуются составом и структурой, по которым можно предположить формирование их в мелководной зоне шельфа, т.е. отнести их к так называемому «сводовому» типу разрезов в Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) Волго-Уральской области.

Находки указанных карбонатных кристаллокластитов выявили проблему фациальной природы обломочных карбонатов турнейско-визейского уровня в Камско-Кинельской системе прогибов Волго-Уральской области.

Очевидно, что не все обломочные известняки формировались как склоновые брекчии, сводовые мелководные фации распространены шире, чем представляется в

гипотезах строения бортов ККСП. Более вероятным представляется генезис этих образований в эрозионно-карстовых условиях во время предбобриковского перерыва, широко проявленного на территории Волго-Уральской области.

Литература.

1. Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Фадеева Н.П., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Пронина Н.В., Большакова М.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Петракова Н.Н., Мифтахова А.А. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна – типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности. *Георесурсы*. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 112-124.

2. Wright P., Barnett A. Classifying Reservoir Carbonates When the Status Quo Simply Does Not Work: A Case Study from the Cretaceous of the South Atlantic. Search and Discovery Article #51419 (2017).

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина
Институт геологии УФИЦ РАН, г.Уфа,

СИНТЕКТОНИЧЕСКИЙ УВ-СОДЕРЖАЩИЙ КАЛЬЦИТ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ МИГРАЦИИ НЕФТИ В ЗОНЕ ПЕРЕДОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

Явления перераспределения углеводородов (УВ) по тектоническим нарушениям отмечаются на многих месторождениях нефти и газа и свидетельствуют о многоэтапности формирования залежей. Миграция флюидов часто сопровождается преобразованием существующих и новообразованием некоторых новых минералов.

В карбонатных толщах одним из таких минералов является кальцит. В тектонических зонах, где карбонатные толщи смяты в складки (в передовых складках Урала) нами обнаружен кальцит необычного цвета и строения, который, как мы полагаем, формировался во время тектонической перестройки структур. Он имеет буровато-коричневый цвет, и в отличие от других широко распространенных прозрачных или белых жильных кальцитов, люминесцирует в ультрафиолетовом свете. Такой буровато-коричневый кальцит был найден нами в известняках курмаинской свиты ассельского яруса нижней перми в западном борту Зилаирского синклинория, где он образует жильные агрегаты, состоящие из параллельно-шестоватых кристаллов, растущих перпендикулярно стенкам жилы (рис.1, а).

Аналогичный кальцит встречен в виде натечных образований с радиально-лучистым строением в трещинах (рис.1, в) в породах среднего карбона (унбетовская свита), слагающих Богдановскую антиклинальную складку. На гидротермальную

Рисунок. Проявления УВ-содержащего кальцита (отмечено стрелками) в зоне передовой складчатости Южного Урала:а – в тектонизированной толще известняков курмаинской свиты P_1а, б – натеки по трещине кливажа в толще унбетовской свиты C_2, в – фрагмент сталактита, сложенного УВ-содержащим кальцитом, пещера на Южном Урале, масштабная линейка 1 см, г – то же, в ультрафиолетовом свете

* находка сделана уфимскими спелеологами Е. Пименовой и Ш. Муслуховым

проработку по трещинам указывает также присутствие пиритовых конкреций и наличие рассеянной флюоритовой минерализации.

Мы полагаем, что кристаллы кальцита росли из раствора, обогащенного нефтяным флюидом, реликты которого приводят к люминесценции при ультрафиолетовом облучении. Циркуляция раствора, вероятно, связана с новым этапом тектонической перестройки уже существовавших структурных ловушек с нефтяными залежами. Открытыми остаются вопросы о степени разрушения таких залежей и о времени процесса.

Нахождение натечного УВ-содержащего кальцита в трещинах, связанных с неотектоническими движениями блоков, свидетельствует о геологически молодом процессе, связанном с современным ростом Уральского орогена.

Об этом же свидетельствует факт присутствия аналогичного буровато-коричневого УВ-содержащего кальцита в виде натечного сталактита, обнаруженного спелеологами* среди вторичных образований по девонским породам в одной из пещер на Южном Урале. Этот кальцит также имеет отчетливое люминесцирование в ультрафиолете (рис.1, в-г). Иными словами, неотектоническая активизация, начавшаяся в конце миоцена, сопровождалась карстованием и локальным проникновением УВ-флюида в формировавшиеся карстовые полости. Относительно небольшие масштабы процесса могут свидетельствовать о возможной сохранности залежей на глубине. Отметим, что при обнаружении жильных асфальтитов на поверхности, свидетельствующих о миграции УВ вверх по разлому, на глубоких горизонтах, в некоторых случаях, были открыты залежи нефти и газа (месторождение Садки в Оренбургской области), поэтому факт миграции УВ свидетельствует скорее о положительном, чем отрицательном прогнозе сохранности залежей на глубине.

Д.А. Дмитриев, А.В. Жабин
ВГУ, Воронеж

СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО РЕГИОНА

Выделяемые в составе бартонского яруса среднеэоценовые глинистые отложения, относимые к киевской свите, имеют широкое распространение в южной половине Центрально-Черноземного региона (ЦЧР). Территориально площадь исследования охватывает северо-восток Белгородской, центральную и восточную части Воронежской областей.

На востоке Воронежской области, в районе Калачской возвышенности, разрез киевской свиты представлен преимущественно глинами кремнистыми, местами алевритистыми, в основании запесоченными. В основании разреза залегают мелкозернистые пески светло-зеленовато-серого цвета, мощностью до 2,0 м. Общая мощность киевской свиты, в наиболее полных разрезах, достигает 24,5 м. Подстилающими породами служат кварцевые пески бучакской свиты.

Основная масса породы сложена преимущественно пелитовым компонентом, на долю которой приходится от 40 до 70%. Органогенная часть породы (до 45%), представлена скелетами кремнистых организмов (диатомовые водоросли). Часто

отмечаются спикулы губок игольчатой формы, встречаются единичные скелеты радиолярий сферической формы с концентрическим внутренним строением. Алевритовый материал (до 20%) сложен кварцем (до 15%), зернами глауконита (до 4%) и чешуйками слюды (1%).

Пелитовый компонент представлен смектитом (от 60 до 90%), каолинитом (5-10%, иногда до 25%) и иллитом (5%). Постоянно фиксируется кварц от 5 до 15%. В половине проб в незначительном количестве (до 5%) встречается опал-кристобалит-тридимит.

В центральной части рассматриваемой площади (Каменский район Воронежской области), разрез киевской толщи характеризуется двучленным строением. Его верхняя часть сложена глинами серовато-зеленого цвета, нижняя представлена мергелем сильно глинистым (содержание CaCO 32-45%). В наиболее полных разрезах мощность верхней некарбонатизированной пачки достигает 10 м, а нижней карбонатсодержащей составляет 14,8 м. Подстилаются среднеэоценовые отложения мергелем верхнего мела сантонского яруса.

Верхняя часть разреза сложена материалом пелитовой размерности. Содержание алевритовой составляющей не превышает 20%. Она состоит на 90% из кварца и на 10% из глауконита. Органические включения в породе представлены спикулами губок (1-2%).

Минеральный состав пелитовой фракции, характеризуется значительным доминированием смектита (50-70%), на долю каолинита приходится 20-25%. Количество иллита составляет 5-15%. Кварц отмечается во всех пробах, но его количество незначительно (5%).

На западе рассматриваемой территории (Губкинский район Белгородской области), разрез киевской свиты имеет двучленное строение. Нижняя подсвита киевской свиты представлена песками серовато-зелеными, кварц-глауконитовыми, глинистыми, мелкозернистыми, залегающими на опоковидных породах, а в местах их отсутствия на мергелях сантонского яруса. Мощность песков может достигать 8,2 м. Верхняя подсвита киевской свиты сложена глинами пластичными от зеленовато-серого до голубовато-серого цветов, мощностью до 9,7 м, в основании слоя глины запесоченны. Подстилаются глины песками нижней подсвиты. В кровельной части местами залегают охры мощностью от 0,2 до 1,6 м, в среднем 0,4 м.

Глинистая толща верхней подсвиты киевской свиты более чем на 70% сложена пелитовым компонентом, в составе которого преобладает смектит (65%). Содержание каолинита составляет 20%, значения иллита не превышают 10%. В незначительных количествах присутствует кварц (5%). Органические включения незначительны (до 2%) и представлены диатомитами.

Анализ полученного материла позволяет уточнить палеогеграфические особенности киевского времени. Исследованные участки (Калачеевский, Евдаково и Сергеевка), относятся к трем различным фациальным зонам, последовательно сменяющим друг друга [1].

В восточной части изучаемой территории (Калачеевский район Воронежской области) на начальном этапе формирования существовали литоральные условия, впоследствии сменившиеся сублиторальными с глубинами дна морского бассейна до 150 м. К востоку от участка находился источник сноса (в Волгоградской области) [2].

В центральной части рассматриваемой площади (Каменский район Воронежской области) накопление, нижней толщи киевской свиты, представленной мергелем, проходило в мелководно-морских условиях с глубинами до 200 м, во внутренней зоне удаленной от береговой линии. Во второй половине киевского времени отмечается перестройка территории и области источника сноса, наблюдается накопление существенно глинистого типа разреза с глубинами осадконакопления до 150 м. Источник сноса для данной территории находился на севере.

На западе рассматриваемой территории (Губкинский район Белгородской области) залегающий в основании свиты песчаный материал накапливался на глубинах порядка 100 м, с повышенной активностью гидродинамического режима, а источник сноса находился на западе, где доля терригенной части значительно увеличивается [1]. Во второй половине киевского времени тектоническая перестройка Воронежской антеклизы привела к изменению источника сноса (который располагался на севере) и накоплению существенно глинистого типа разреза в мелководно морских условиях на глубинах 100 м.

Литература

1. *Бартенев В.К., Савко А.Д.* Литология, фации и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР / Труды НИИ геологии ВГУ. - Вып.7. Воронеж, 2001. – 146 с.

2. *Дмитриев Д.А.* Силициты палеоцена и среднего эоцена юго-востока ЦЧР// Д.А. Дмитриев, А.В. Жабин / Вестник Воронеж. гос.ун-та. Сер. Геология. – 2010. - № 1. С. 60-65.

С.А. Дуб, О.Ю. Мельничук, Г.А. Мизенс
ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ В ПЕСЧАНЫХ ПОРОДАХ КОДИНСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

Конкреционные стяжения (конкреции) являются одним из наиболее заметных результатов аутигенного минералообразования [4]. Среди них широко распространены тела карбонатного состава. На Урале такие объекты описаны из отложений разного возраста (например, [3]). В том числе кальцитовые конкреции с проблематичными текстурами «конус-в-конусе» были найдены и в верхнедевонской кодинской свите, где они приурочены в основном к пачкам аргиллитов [1]. Однако без должного внимания остались карбонатные стяжения из песчаных отложений. Таковые характерны в основном для III и IV толщ свиты [2], в которых их размер и распространённость меняются в широких пределах. Отличительной чертой большинства этих образований является форма идеального шара (рис.) диаметром от нескольких миллиметров до десятка сантиметров. С увеличением размера изометричность и правильность геометрической формы стяжений теряется. Так, наиболее крупные из обнаруженных конкреций (порядка 1–2 м) имеют вытянутую по слоистости облаковидную конфигурацию.

По внутреннему строению данные конкреции отличаются от стяжений, формирующихся в микрозернистых отложениях, поскольку неоднородны по составу и структуре. Они представляют собой кальцитовую матрицу (базальный цемент, 30–50% от площади шлифа), включающую многочисленные песчаные зёрна (см. рис.), то есть сочетают в себе признаки как обломочных, так и кристаллических пород. Терригенная составляющая в них имеет такой же минеральный состав, как и породообразующие компоненты во вмещающей конкреции породе. При этом, в отличие от последних, подвергшихся значительным эпигенетическим преобразованиям (регенерация зёрен; хлоритизация и эпидотизация обломков вулканических пород и др.), обломки внутри стяжений в основном сохранили свои первичные седиментационные признаки (форму и состав), лишь часть из них была корродирована карбонатом. Таким образом, сравнительный анализ литологических особенностей пород позволяет судить о времени формирования конкреций.

Бесценную информацию в этом отношении предоставляет также анализ распространённости стяжений. В частности, было замечено, что в основном объёме песчаных пачек конкреции находятся в рассеянном виде; в то же время, на некоторых

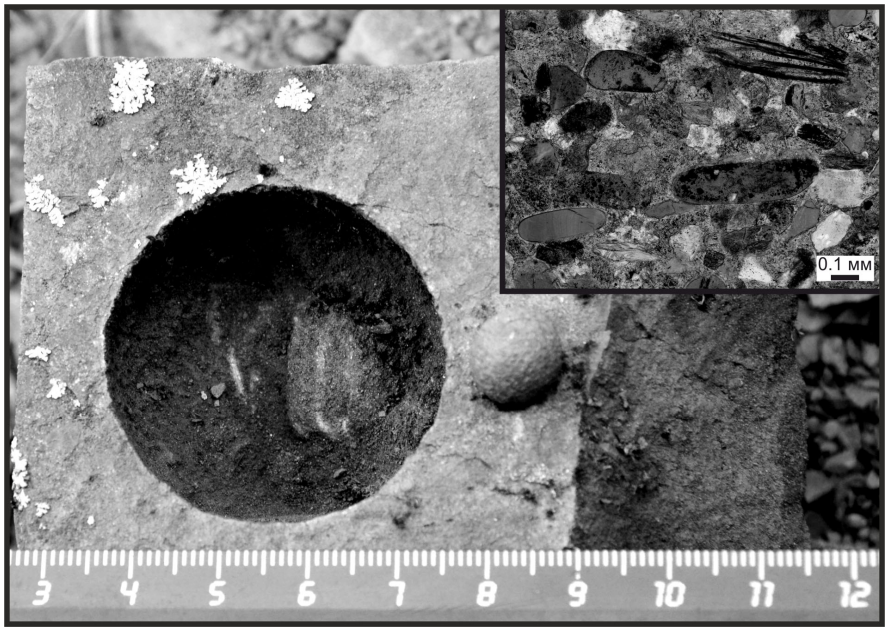


Рисунок. Полость от разрушенной карбонатной конкреции (слева) и более мелкое стяжение во вмещающей породе (справа). Справа вверху – внутреннее строение конкреции.

уровнях они присутствуют в значительных количествах, сходны по размерам и ассоциируют с примерно такими же по величине обломками пород. По всей видимости, во втором случае они являются переотложенными (в пределах того же бассейна седиментации), что свидетельствует о раннедиагенетической природе этих образований.

В настоящее время карбонатные конкреции не очень устойчивы к выветриванию по сравнению с вмещающими их породами, тогда как на ранних постседиментационных стадиях конкреции, напротив, были менее подвержены разрушению при размыве осадков и в результате создавали скопления.

Генезис таких образований объясняется интенсивным удалением углекислого газа из поровых вод, насыщенных кальцием, при нарушении сплошности осадка. По мнению О.В. Япаскурта [4] этому процессу в раннем диагенезе часто способствует интенсивная переработка отложений роющими организмами. Однако в кодинской свите значительных биотурбаций нами обнаружено не было.

Дальнейшее изучение карбонатных конкреций кодинской свиты, несомненно, представляет большой интерес для реконструкции первичных седиментационных признаков пород, а также для понимания общих особенностей процессов литогенеза в терригенных толщах.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН № 0393-2018-0028.

Литература

1. *Бадида Л.В., Мизенс Г.А., Мельничук О.Ю.* Текстура “конус в конусе” в терригенной толще верхнедевонской кодинской свиты на востоке Среднего Урала // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162, 2015. С. 44–48.

2. *Мельничук О.Ю.* Позднедевонская дельтовая система на восточном склоне Среднего Урала // Вестник Пермского Университета. Геология. 2018. Т. 17. № 1. С. 18–32.

3. *Расулов А.Т.* Диагенетические карбонатные образования в терригенных горных породах Урала (распространение, вещественный состав, условия образования, происхождение): автореферат дис. ... доктора геол.-минералог. наук : 04.00.21. Москва, 1997. 45 с.

4. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

А.В. Жабин, Д.А. Дмитриев
ВГУ, Воронеж

САМОРОДНЫЙ СВИНЕЦ В ОКРЕМНЁННЫХ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОДАХ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ РЕКИ ДОН

Карбонатные отложения верхнемелового времени на территории Воронежской антеклизы прослеживаются южнее границы их эрозионного выклинивания примерно по линии Брянск-Орёл-Малоархангельск- Воронеж-Бобров [1]. Они представлены мелом, мергелем и в различной степени окремнёнными разностями этих пород. Последние, залегают в виде неровной полосы шириной от нескольких километров до 150, субпараллельно границе распространения верхнемеловых образований.

Частным случаем проявления окремнения карбонатных пород, являются округлые, столбообразные формирования диаметром до 10,0 м, возвышающиеся до 22,0 м на склонах оврагов, прослеживающиеся на правобережьи р. Дон и носящие местное название «дивы».

Нами изучено одно из таких формирований, находящееся в 42,0 км к югу от города Воронеж и в 3,0 км к западу от села Костёнки. Эта «постройка» возвышается на 2,5 м над поверхностью верхней части склона оврага. Она сложена белой, с желтовато-серым оттенком кремнёвой породой, очень крепкой (с трудом разбивается тяжёлым молотком), разбитой разнонаправленными трещинами, за счёт чего создаётся впечатление, что данное образование состоит из остроугольных обломков различной величины, в целом напоминающее брекчию. По всей их поверхности наблюдаются пятнистые выделения тёмно-серого цвета с синим оттенком, размером от одного до

10,0 мм. При зачистке пятен ножом проявляется блестящая поверхность с металлическим блеском. В целом, они представлены мягким металлом. Кроме них, в окремнённых обломках встречаются редкие, размером до 5,0 см, выделения уплощенной формы того же металла.

При аналитических исследованиях изучались образцы, взятые из внутренних частей крупных обломков, составляющих это окремнённое формирование. Одновременно исследовались и крупные металлические образования. При обработке 5% соляной кислотой выделены нерастворимые остатки, которые анализировались рентгеновскими, электронномикроскопическими и микрозондовыми методами. Для выяснения элементного состава металлических включений, от микронной размерности до крупных выделений, применялся микрозондовый анализ.

Проведённые исследования позволили выявить некоторые особенности изучаемой породы. Количество нерастворимого остатка составляет 8,0%. Его минеральный состав на 90,0% представлен халцедоном. В глинистой части превалирует монтмориллонит (80,0%). Гейландит и иллит составляют (20,0%).

Микрозондовый анализ металлических включений, независимо от их размеров, показывает очень близкие значения. В основном они состоят из свинца. Иногда присутствуют висмут и хлор.

На протяжении двадцатого столетия высказывались различные точки зрения на генезис кремнёвых пород и источники кремнезёма. В работе [2] утверждалось, что природа появления кремнёвых отложений обязана седиментационным процессам, а источником кремнезёма служили скелетные останки организмов (диатомовые, радиолярии, спикулы губок).

По мнению В.И. Муравьёва [3], генезис кремнистых пород связан с хемогенным выпадением кремнезёма в бассейнах седиментации, поступающим туда в значительных количествах в результате гидротермальной деятельности.

По утверждению В.П. Семёнова с соавторами [4], широкое развитие кремнистых образований по карбонатным породам связано с метасоматическим замещением кальцита кремнезёмом в субаэральных условиях. Источником кремнезёма в данном случае, служил пелитоморфный кварц меломергельных пород, который растворялся нисходящими инфильтрационными водами.

Авторам работы [1] удалось выявить по морфологическим признакам силицитовых минералов три способа образования кремнёвых пород: биогенный, метасоматический, хемогенный. Источник кремнезёма может быть любым, в зависимости от геологического строения территории.

Рассматривая, в целом, кремнёвые отложения верхнего мела, всеми исследователями отмечается определённая зональность в их разрезах. Сверху вниз

уменьшается количество силицитового материала и увеличивается содержание карбонатной компоненты. Такое распределение вещества явно указывает на гипергенный генезис кремнистых толщ верхнего мела. Исходя из высоких (более 90,0%) количеств карбоната кальция и низких SiO_2, можно уверенно утверждать, что «дивы» являются реликтами нижних частей, в настоящее время размытой, площадной коры выветривания.

Проявления самородных металлов в осадочных отложениях связано с газоконденсатной кристаллизацией из восходящих глубинных потоков, летучих носителей металлов со значительной водородно-углеводородной составляющей, которая формировала восстановительную среду, как непременное условие выпадения самородных металлов.

Аналитические исследования проводились в центре коллективного пользования научным оборудованием ВГУ (ЦКП НО ВГУ).

Литература

1. *Дмитриев Д.А., Савко А.Д., Жабин А.В.* Сантонские отложения правобережья среднего течения реки Дон / Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 21. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 2004. 104 с.

2. *Бушинский Г.И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины / Тр. ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 156. М.: 1954. 307 с.

3. *Муравьёв В.И.* Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций / М.: Наука. 1983. 208 с.

4. *Семёнов В.П., Аскоченский Б.В., Селезнёв В.Н., Семёнов П.В.* Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА / Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1980. 84 с.

Л.М. Журавлева

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва

СОНАХОЖДЕНИЕ МИНЕРАЛОВ-АНТАГОНИСТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ НОРМАЛЬНО СОЛЕНЫХ БАССЕЙНОВ – РЕЗУЛЬТАТ МИКРОБИАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Карбонатные породы, составляющие значительную часть осадочного чехла, весьма информативны, чему способствует многообразие способов их формирования, высокая реактивность на изменение условий и обстановок формирования и существования породы на разных стадиях литогенеза, Специфические минеральные ассоциации в составе пород являются результатом тех или иных процессов, в частности,

спорадически распространенные доломит и ангидрит нередко рассматриваются как продукты катагенетической реакции Гайдингера.

Объектом исследования были карбонатные и глинисто-карбонатные отложения овинпармского горизонта нижнего девона Варандей-Адзьвинской отмели Печорского шельфа Уральского палеоокеана [1].

Структуры известняков в подавляющем большинстве микрозернистые и пелитоморфные, текстуры чаще всего слоистые, причем, морфологические характеристики слоистости весьма разнообразны – сложная неправильная, узловатая, косая, тонкая параллельная, тонкая пологоволнистая, неясная. Слоистость обусловлена чередованием светло-серых и темно-серых, иногда почти черных слоев.

Окраска текстурных компонентов известняков определяется содержанием глинистого материала, обогащенного рассеянным органическим веществом, придающим породам темный цвет.

Количество органогенных остатков в породах относительно невелико, групповой состав биоты, как эвригалинной, так и стеногалинной, примерно одинаков в пределах всего разреза: среди первых встречены остракоды, гастроподы, обрывки веточек мшанок; среди вторых – брахиоподы, членики криноидей, обломки коралловых колоний, трилобиты, цефалоподы. Кроме того, широко развиты зеленые водоросли, значительно реже – остатки харовых водорослей, весьма многочисленны комки, сгустки цианобактериального происхождения и пелоиды.

В рамках настоящего исследования интерес представляют битуминозно-глинисто-карбонатные слойки, важной спецификой которых является наличие разнообразных остатков цианобактериальных организмов, значительно более широко представленных в темных, нежели в светлых, относительно „чистых“, компонентах известняков.

Наиболее распространенными являются коккоидные формы – равные по размеру тельца, чаще всего локализованные в виде скоплений – «мешочков», линзочек, объединенных единым чехлом, в местах массового развития образующие области плотной упаковки, но иногда обособленные, разбросанные по поверхности скола. Обособлены и реже встречающиеся нитевидные цианеи.

В результате жизнедеятельности бактериальных сообществ образуются многочисленные биопленки, которые обволакивают минеральную основу субстрата, образуют чехлы, объединяющие небольшие ассоциации прокариотов, обильно покрывают скопления плотно упакованных кокков. В подобную массу погружены более сложноорганизованные трубчатые организмы, с характерным сплошным выполнением внутренних полостей остатками коккоидных фоссилий.

Специфичен и минеральный состав темных прослоев. Наряду с основной глинисто-известковой массой здесь часто встречаются ангидрит, доломит и пирит.

Ангидрит присутствует в виде отдельных кристаллов и сгустков кристаллов. Доломит образует тонко- микрокристаллические ромбоэдрические идиоморфные кристаллы. Пирит чаще всего имеет фрамбоидные формы. Иногда фрамбоиды ассоциируют с трубчатыми организмами и биопленками, в ряде случаев на поверхностях сколов заметны фрамбоидные слепки.

Широкое распространение фоссилизированных остатков бактерий в веществе битуминозно-глинисто-карбонатных прослоев позволяет рассматривать их как микробиолиты – минеральное выражение биопленок и циано-бактериальных матов. Цианеи генерируют органическое вещество, улавливают частички глинистого материала и формируют специфические геохимические обстановки, благоприятные для образования разных минералов. Сонахождение в прослоях доломита, пирита и ангидрита логично объясняется трофической структурой цианобактериального мата [2, 3].

Верхний слой мата населен оксигенными фототрофами, утилизирующими углекислоту. Аноксигенные метанообразующие цианеи заселяют нижележащий слой. В результате жизнедеятельности и тех и других повышается щелочность среды, что способствует осаждению высокомагнезиальных карбонатов, образующих доломит. Еще ниже располагается слой пурпурных серобактерий, генерирующих сульфаты. Наконец, в основании биомата обитают сульфат-редуцирующие бактерии, создающие сероводородную обстановку, вызывающую формирование пирита, и именно фрамбоидные выделения пирита подтверждают его бактериальную природу. Подобная схема объясняет и спорадическое появление ангидрита.

Таким образом, в составе карбонатных пород овинпармского горизонта Варандей-Адзьвинской отмели Уральского палеоокеана весьма ярко проявляется бактериальная, биохемогенная седиментация. Бактериальные сообщества, в основе жизнедеятельности которых лежит трофическая кооперация, создают геохимические обстановки, вызывающие формирование, на первый взгляд, не совместных минеральных ассоциаций, таких как сульфаты и сульфиды, в осадках хорошо аэрируемых бассейнов среднеокеанической солености.

Литература

1. *Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Фации отмели среди отложений овинпармского горизонта лохковского яруса. Нижний девон, Тимано-Печорская синеклиза // Литосфера. 2014. №4. С. 22 – 35.

2. Бактериальная палеонтология // Ред. А.Ю. Розанов. М.: ПИН РАН. 2002. 188 с.

3. *Заварзин Г.А*. Лекции по природоведческой микробиологии// М.: Наука. 2003. 348 с.

Т.С.Зайцева[1], И.М.Горохов[1], А.Б.Кузнецов[1], Т.А.Ивановская[2], О.В.Доржиева[2]
[1]ИГГД РАН, Санкт-Петербург
[2]ГИН РАН, Москва

ГЛОБУЛЯРНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РИФЕЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Rb-Sr и K-Ar датировки глобулярных слоистых силикатов (ГСС) во многих случаях отвечают времени раннего диагенеза осадков и близки ко времени их отложения. Однако вторичные постдиагенетические процессы могут приводить к химическим и структурным изменениям этих минералов, вызывающим потери радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar и появление «омоложенных» датировок. При этом степень сохранности изотопно-геохронологических систем может различаться даже в ГСС с близкими химическими составами и зависеть от характера катионного упорядочения в их структуре. По мере накопления сведений о структуре глауконита и формирования представлений о его генезисе, совершенствовались и подходы к интерпретации структурных данных, получаемых различными физическими методами. Перспективным для диагностики структурных изменений оказался метод сопоставления моделей распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС, основанных на данных ИКС, с данными мессбауэровской спектроскопии [1]. Используя эти результаты и современные представления о формировании глауконитов [2, 3], коллектив авторов ИГГД РАН и ГИН РАН разработал кристаллохимический метод оценки степени сохранности изотопных систем ГСС [2, 4]. На примере позднепротерозойских ГСС было показано, что предложенный метод даёт возможность оценить, являются ли сегодняшние кристаллохимические и изотопно-геохронологические характеристики минерала изначальными или вторичными и таким путем отделять датировки, отвечающие времени раннего диагенеза и пригодные для целей стратиграфии, от «омоложенных», отражающих возраст постдиагенетических преобразований [2, 4 и др.]. Этот же метод был использован и в данной работе, основная задача которой состояла в сравнении полученных минералогических, кристаллохимических и изотопно-геохронологических характеристик ГСС из дебенгдинской и осорхаятинской свит рифея Северной Сибири (Оленекское поднятие) с целью установления этапов формирования и преобразования пород этих свит. Комплексное минералого-геохимическое и изотопно-геохронологическое (Rb-Sr и K-Ar) изучение ГСС выполнено в сочетании с расчетом теоретических картин распределения катионов в структуре минералов и сопоставлением результатов расчета с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии.

Анализ результатов моделирования распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС дебенгдинской и осорхаятинской свит приводит к выводу, что наиболее предпочтительной моделью для ГСС дебенгдинской свиты является модель “доменно-упорядоченного” распределения, возникшего на заключительной стадии формирования “зрелого” ГСС (этапе раннего диагенеза вмещающих осадков), тогда как для ГСС осорхаятинской свиты предпочтительна модель “переупорядоченного” распределения, возникшего на постдиагенетическом этапе преобразования ГСС.

В рамках принятой концепции формирования ГСС, структурное преобразование на стадии раннего диагенеза должно было сопровождаться изгнанием унаследованных из доглауконитовой матрицы радиогенных изотопов ^{87}Sr и ^{40}Ar и установке “радиоактивных часов” ГСС на ноль, а на постдиагенетической стадии - частичной или полной потерей накопленных со времени раннего диагенеза ^{87}Sr и ^{40}Ar и соответствующим “омоложением” датировок. Таким образом, моделирование распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС в сочетании с мессбауэровским и ИК-спектроскопическим изучением позволяет в разных случаях оценить пригодность этих минералов для получения информации либо о возрасте раннего диагенеза изученных осадочных пород, либо об их постдиагенетическом преобразовании.

Rb-Sr и K-Ar датировки (соответственно 1265±12 и 1284±22 млн. лет) ГСС дебенгдинской свиты фиксируют возраст раннего диагенеза вмещающих осадков, который близок к возрасту накопления отложений свиты и поэтому имеет стратиграфическое значение. Rb-Sr и K-Ar датировки ГСС осорхаятинской (1280□1250 млн лет) свиты указывают на время более поздних постдиагенетических событий, сопровождавшихся полной (или частичной) потерей накопленных со времени раннего диагенеза радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar. Переупорядочение структуры осорхаятинских ГСС было вызвано процессом алюминизации минералов □ замещением октаэдрических катионов Fe^{3+}, Fe^{2+} и Mg^{2+} катионами Al^{3+}. Этот процесс определялся циркуляцией метеорных вод, поступление которых происходило на стадии поднятия территории, которая в геологической летописи Оленекского поднятия совпадала с преддебенгдинским перерывом в осадконакоплении.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 19 (№ 0153-2018-0009) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00254).

Литература

1. *Dainyak L.G., Drits V.A., Lindgreen H.* Computer simulation of octahedral cation distribution and interpretation of the Mössbauer Fe^{2+} components in dioctahedral trans-vacant micas // Eur. J. Mineral. 2004. V. 16. № 3. P. 451-468.
2. *Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 615-631.
3. *Clauer N., Keppens E., Stille P.* Sr isotopic constraints on the process of glauconitization // Geology. 1992. V. 20. № 2. P.133-136.
4. *Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.

Т.А. Ивановская[1], А.Р. Гептнер[1], А.Т. Савичев[1], Т.С.Зайцева[2]
[1]ГИН РАН, Москва
[2]ИГГД РАН, Санкт-Петербург

ГЛАУКОНИТ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ (ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

В работе впервые рассматриваются литолого-минералогические особенности нижнекембрийского глауконита из верхней части кессюсинской серии (чускунской свиты), а также из базальных слоев вышележащей эркекетской свиты. 45 образцов отбирались в трех разрезах на северо-западном склоне Оленекского поднятия Северной Сибири (реки Хорбусуонка, Оленек и правый приток р. Кютингде, бассейн р. Оленек). Их стратиграфическая привязка приведена на основе современных данных [1]. В изученных разрезах чускунской свиты, мощностью ~ 13 м, глауконит встречается в сероцветных песчаниках, алевролитах и известняках. Песчаники разнозернистые (от грубо- до мелкозернистых), участками гравелистые, с различным содержанием карбонатной составляющей, также как и алевролиты. Известняки микритовые, мелко-тонкокристаллические, обломочно-оолитовые, детритовые и др. в разной степени содержат терригенную примесь алевритово-песчаной размерности. В базальных слоях эркекетской свиты глауконитсодержащие породы представлены кирпично-бурыми и зеленовато-серыми песчано-алевритистыми известняками и известняковыми конгломератами с многочисленными скелетными остатками. Глауконитсодержащие породы кроме их традиционного оптического изучения, анализировались с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ CamScan MV-2300 с

приставкой INCA-200), а также рентгеновского анализа, включая изучение отдельных минералов (фосфатных, карбонатных, глинистых, железистых и др.). Глауконитовые зерна выделялись из пород по обычной методике, используемых авторами**,** и изучались теми же методами, а также с помощью классического химического микроанализа, микрозондового анализа («Camebax») и мессбауровской спектроскопии. В зависимости от количества материала 14 образцов изучались с разной степенью детальности.

Глауконит в породах образует зерна разного размера (1.0-0.01 мм) округлой, почковидной и неправильной формы, выступает в роли цемента, в разной степени замещает обломки разного состава и степени окатанности, выполняет трещины в окружающих минералах, а также органические остатки, вплоть до полных псевдоморфоз. В оолитах (ооидах) и (или) онколитах (онкоидах) (далее – оолиты) (1.0-0.1 мм) глауконитовые зерна нередко выполняют центральную часть (ядро), а тонкодисперсный глауконит выполняет в них отдельные концентрические слои. Содержание зерен в породах, в которых они распределяются хаотично и (или) послойно, колеблется от 1-3 до 15-20%, размеры – от < 0.1 до 1.0 мм. Слоистость пород (микро и макро) – волнистая, горизонтальная, косая, – кроме глауконита она подчеркивается разным размером и содержанием терригенных и карбонатных зерен, а также присутствием глинистой составляющей (слюда, хлорит), рудных минералов (ильменит, рутил, анатаз, циркон, гематити) и т.д.

В образцах изучались зерна разного размера (1.0-0.4, 0.63-0.4, 0.63-0.2, 0.4-0.2, 0.315-0.2 мм и др.), плотностью – 2.6-2.7, 2.5-2.9, 2.7-2.9 и ≥ 2.9 г/см^3. Они представлены смешанослойными слюда-смектит образованиями с относительно низким (< 10%) и более высоким (10-20%) содержанием разбухающих слоев. Слюдистые минералы образуют ряд от глауконита до Al-глауконита (степень алюминиевости K_{Al} = ^{VI}Al / (^{VI}Fe^{3+} + ^{VI}Al) равна 0.11–0.47 и 0.60 соответственно), содержание K_2O в минералах колеблется от 6.80 до 8.54%. Среди смешанослойных образований отмечаются в основном разности с неупорядоченным чередованием слюдистых и смектитовых слоев (фактор ближнего порядка R = 0), реже – с тенденцией к их упорядочению (R≥ 1). Параметр *b* элементарной ячейки минералов варьирует от 9.06 до 9.12 Å.

По происхождению глауконитовые зерна могут быть различными — аутигенными (образованными *in situ*), аллотигенными (перемытыми на месте) и (или) терригенными (привнесенными из других районов) [2]. В изученных разрезах кессюсинской свиты и в базальной части эркекетской свиты преобладающую роль играют аллотигенные разности (перемытые в едином палеобассейне). Это связано с их формированием в мелководном морском бассейне, в котором, наряду со спокойными условиями осадконакопления, часто наблюдался режим повышенной гидродинамической

активности. Об этом свидетельствуют волнистая и косоволнистая слоистость в породах, присутствие в них галечного, гравийного и грубозернистого материала, а также наличие во многих образцах кальцитовых оолитов с глауконитовыми зернами в центральных частях и т.д.

Минералогические особенности пород и глауконитовых зерен указывают на вторичные изменения последних при перемыве и, возможно, незначительной транспортировке, а также на стадиях диагенеза в первичном и вторичном залегании и на стадии катагенеза и гипергенеза. На это, кроме угловатых зерен, которые присутствуют вместе с глобулярными разновидностями, указывает их фосфатизация, развитие гетита, окварцевание, кальцитизация, доломитизация, иногда – пиритизация, а также замещение кристаллами гематита.

В связи с интенсивными вторичными изменениями глауконитовых зерен на разных стадиях литогенеза, несмотря на достаточно высокое содержание калия и относительно небольшое содержание смектитовых слоев, изученный глауконит из песчаников и известняков непригоден для получения стратиграфически значимых возрастных оценок, а полученные Rb-Sr датировки (450-320 млн лет) отражают возраст более поздних процессов преобразования осадочных пород.

При поддержке проектов РФФИ 17-05-00254 и ПРАН № 19 (0153-2018-0009)

Литература

1. *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V. et al*. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Research. V. 270. 2015. P. 226-245

2. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321с.

Е.В. Карпова

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В КОЛЛЕКТОРАХ НЕОКОМА БОЛЬШЕХЕТСКОЙ ВПАДИНЫ

Большие перспективы газоконденсатных месторождений Большехетской впадины обуславливают необходимость учета всех факторов, оказывающих влияние на коэффициент извлечения и уровень добычи углеводородов. Результаты исследований ряда авторов показывают, что в пределах осадочного чехла Западно-Сибирской плиты формируются определенные зоны отложений с существенно измененными структурами и многостадийными минеральными новообразованиями. Такие зоны имеют

значительные площади распространения и часто приурочены к участкам тектонических деформаций земной коры.

Объектом исследования являются отложения клиноформного комплекса неокома из скважин некоторых месторождений Большехетской впадины. Неокомская стратиграфическая схема Западной Сибири, начиная с МРСС-90, включает отложения берриаса, валанжина, готерива и нижнего апта. Изучались алевро-псаммитовые аркозовые песчаники в составе мегионской, заполярной свит; и в их аналогах в других литофациальных зонах – в сортымской и тангаловской свитах. В ходе детального исследования около 200 шлифов пород выявлялись последовательности возникновения постседиментационных структурно-вещественных парагенезов и их влияние на ФЕС пород. Процессы литогенеза погружения, связанные, в первую очередь, с градиентом температуры и литостатического давления при наличии газо-водной фазы в межзерновом пространстве, проявлены в структурах гравитационного уплотнения: в приспособлении формы пластичных обломков (слюд, литокластов аргиллитов, основных эффузивов) к уменьшающемуся объему породы. Дальнейшее нарастание литостатического давления выражается в массовых структурах гравитационной коррозии – выпукло-вогнутых, инкорпорационных и микростилолитовых межзерновых контактах, образование которых сопровождается процессом растворения зерен. На тангенциальных векторах давления, где напряжения менее значительны, раствор перенасыщается и активизируется процесс аутигенного минералообразования в форме регенерационных кайм на зернах кварца. Синхронно трансформируется биотит: наблюдается изменение морфологии чешуек (приобретение структуры «столбики монет») и оптических свойств (обесцвечивание, потеря плеохроизма, понижение интерференции); аутигенез рудных минералов внутри чешуек (иголочки рутила) и хлоритизация. В ряде случаев прослеживаются тонкие нити аутигенного хлорита, распространяющиеся за пределы первоначальных чешуек биотита и формирующие неупорядоченные цементирующие пленки вокруг зерен. Комплекс вышеописанных признаков свидетельствует о значительном уплотнении породы и ее литификации, отвечающей стадии позднего катагенеза.

Гидротермальные флюиды воздействовали на литифицированную, катагенетически измененную породу. Первым признаком начавшегося гидротермального процесса стоит считать альбитизацию: как олигоклазов, так и КПШ. Альбитовые участки формируют пятна внутри зерен, развиваются по двойникам и трещинам спайности, формируют регенерационные каймы. Для этого необходимо воздействие кислых Na-содержащих растворов. Проявление процессов кислотного выщелачивания характеризуется общей тенденцией выноса основных химических компонентов и щелочей с возрастанием общей кислотности породы. Относительно длительное воздействие кислотных

растворов приводит к образованию микропустот внутри зерен полевых шпатов размером от 0,01ммх0,02мм и более, местами к полному их растворению. Такое нарушение сплошности и монолитности породы неизбежно ведет за собой увеличение циркуляции минерализованных растворов, миграция которых в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений. Для природных метасоматических систем характерны условия, когда давление флюида, выполняющего пустотное пространство, меньше литостатического. При обратных соотношениях, являющихся метастабильными, система вынуждена «сбросить» давление, прорывая литифицированную матрицу. Индикатором таких состояний в исследуемых породах являются зоны разуплотнения – участки породы, где расстояние между зернами и их агрегатами больше их радиуса, т.е. фактически пустотность породы по шлифу достигает 40-50%. Такие участки неравномерно чередуются с уплотненными целиками породы. Вторичная пористость, вызванная как выщелачиванием, так и формированием зон разуплотнения, в ряде случаев залечивается различными минеральными новообразованиями. Наблюдается крупночешуйчатый каолинит, выполняющий образованные пустоты; он наиболее ранней кристаллизации, соответствующий кислотному составу раствора. Фиксируются тонкие регенерационные каймы кварца, в единичных случаях нарастающие на уже регенерированные зерна. Кристаллизация последующих новообразованных минералов отвечает закономерной инверсии режима кислотности раствора. Формируется ломонтит в виде выполнения пустот и формирования пойкилитового типа цемента. Отмечаются псевдоморфозы монокристаллов ломонтита по зернам плагиоклазов. Такие же структурные позиции занимает и новообразованный кальцит. Близкие по времени формирования – массовые сфены, эпидоты и единичные турмалины. Сфены – чистые, идиоморфные, крупные конвертообразные кристаллы, резко отличные от тонкозернистых обломков аллотигенного сфена с хорошо выраженной окатанностью и каймами скрытокристаллического лейкоксена вокруг. Новообразованные эпидоты формируют крупные идиоморфные, нередко сдвойникованные кристаллы, как в пустотном пространстве, так и по зернам плагиоклазов. Стоит отметить тончайшие крустификационные каймы хлорита, который отличается от более раннего цветом, упорядоченностью и структурной позицией. Парагенез образованных минералов характерен для процессов пропилитизации.

Таким образом, устанавливается взаимодействие двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и содержащегося в них ОВ, а с другой - с подъемом минерализованного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности.

А.Д.Коробов, Л.А.Коробова
СГУ имени Н.Г.Чернышевского, Саратов

«ЛОМОНТИТОВЫЕ СТОЛБЫ» СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ – НОВЫЙ ОБЪЕКТ ПОИСКА УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

В седиментационных бассейнах в отличие от региональных эпигенетических и метаморфических изохимических преобразований пород довольно значительная роль принадлежит явлениям наложенного эпигенеза, протекающих под влиянием глубинных факторов. Определяющая особенность наложенного эпигенеза, отличающая его от регионального, - более узкий, локализованный характер проявления в вертикальном и горизонтальном направлениях, который не зависит или мало зависит от первичного характера пород и фациальных условий их формирования. Обусловлен же он, главным образом, взаимодействием пород с проникающими растворами «чужого» (химически неравновесного с ними) состава. В этой связи П.П.Тимофеев, А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов с соавторами (1974) выделяют гипогенный наложенный эпигенез. Этот тип процессов широко распространён в складчатых и платформенных областях, где он связан с зонами глубинной раздробленности на участках налегания осадочного чехла на фундамент.

Формы пространственной локализации гипогенного наложенного эпигенеза могут быть достаточно сложными и фиксироваться в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных с системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами, или водопроницаемыми пластами. Роль и масштабы таких наложенных изменений бывают весьма разнообразны в связи с многочисленностью типов глубинных растворов.

В этой связи необходимо признать особое влияние триасовых погребенных рифтов Западной Сибири на процессы глубинного эпигенеза. К сожалению, этот фактор часто недооценивается геологами. Вместе с тем, существенные аномалии теплового поля в ископаемых континентальных рифтах, обусловленные локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов, могут сохранятся до 100 млн лет и более (Рамберг, Морган, 1984). При этом гидротермальные процессы, во многом наследующие геохимию летучих соединений предшествующей магматической стадии, порождают флюидодинамические системы осадочных бассейнов, в которых возникают разнотемпературные гидротермально-метасоматические формации. Их характер и распределение во многом зависят от масштабов проявления рифтогенеза, которые на севере и юге исследуемой территории совершенно различны.

На севере Западной Сибири фундамент максимально преобразован рифтогенезом. В арктическую акваторию раскрываются не только стержневой для региона Колтогорско-Уренгойский, но и Ямальский и Худосейский рифты, достигают громадных размеров межрифтовые вулканические плато. В южном направлении рифтогенез ослабевает и в конце концов исчезает полностью. В соответсвии с теоретическими представлениями О.Г. Сорохтина (1979) и С.В. Аплонова с коллегами (1996), наблюдаемое в Западной Сибири угасание рифтогенеза в направлении с севера на юг может демонстрировать переход от районов с более истощенной мантией к областям где она истощена меньше всего. Это сказывается на количестве и составе глубинных газов, поставляемых погребенным рифтом с гидротермальными растворами в осадочных чехол при структурной перестройке региона. Учитывая, что Западная Сибирь демонстрирует пример «неактивной рифтовой группы» (Шенгёр, Натальин, 2009), можно допустить, что картина степени истощения мантии доплитной стадии во многом сохранилась и в дальнейшем – на плитном этапе.

Рассмотренные в докладе материалы позволяют сказать следующее.

1. Для Западной Сибири типичен гипогенный наложенный эпигенез, вызванный структурной перестройкой региона. На особенности глубинного эпигенеза большое влияние оказывали погребенные континентальные рифты. В южном и северных районах наложенные процессы существенно различаются.
2. На севере Западно-Сибирская плита наиболее осложнена рифтогенезом (Тазовская губа, Гыданский полуостров и т.д.). Там, в условиях повышенных температур и дефицита CO_2 (за счет деплетирования мантии) вдоль глубинных разломов, рассекающих породы фундамента (переходного комплекса) и чехла, широко развита цеолитовая фация (минерал-индикатор ломонтит) и спорадически – трансильванская (характерный минерал кальцит). Обе фации входят в состав низкотемпературных пропилитов.
3. Обь-Иртышское междуречье (юг Западно-Сибирской плиты) – территория, которая практически не преобразована рифтогенезом. Там в обстановке более низких температур и аномально высоких концентраций глубинного CO_2 (признак неистощенного состояния мантии) вдоль разломов, секущих чехол и фундамент, масштабно представлены взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы каолинизации и карбонатизации.
4. Контроль наложенного эпигенеза глубинными разломами и оперяющей трещинноватостью привёл к тому, что возникли вертикальные афациальные зоны минерализации в виде своего рода «столбов»: ломонтитовых на севере, каолинитовых и карбонатных (преимущественно кальцитовых) – на юге.

5. Цеолитовые пропилиты, имеющие региональное распространение, как правило, продуктивны. Поэтому «ломонтитовые столбы» необходимо рассматривать, в первую очередь, как вместилища газоконденсата и (или) природного газа. Перспективные на них участки надо искать в вулканитах (T_{1-2}) Колтогорско-Уренгойского, Худосейского, Худоттейского и других рифтов. А также в перекрывающих их нижнемеловых и более древних осадочных толщах (песчаниках, алевро-песчаниках), образующих антиклинальные структуры и надрифтовые инверсионные валы, которые соседствуют с региональными разломами преимущественно в северных (арктических) районах Западно-Сибирской плиты.

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова
СГУ имени Н.Г.Чернышевского, Саратов

ФАКТОР ЛОКАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО НЕРАВНОВЕСИЯ – ОСНОВА ПРОГНОЗА ЗОН ИЗОЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Развитие рассеянного доломита in situ (так называемого «водорослевого доломита») в высокобитуминозных толщах баженовской свиты (БС) свидетельствует, что породы преодолели интервал прогрева, при котором фактически завершилось формирование микронефти. С этого момента при благоприятных тектонических условиях начинается переход ее в концентрированное состояние с появлением нефтепритоков в скважинах, вскрывших баженовские толщи.

Проблема сохранения нефтенасыщенности породами баженовской свиты заключается в отсутствии на сегодняшний день достоверного прогноза зон качественной изоляции углеводородов (УВ) в БС от проницаемых сред: пород-коллекторов, разломов с оперяющей трещинноватостью и т.д. Дело в том, что возникновение УВ в высокобитуминозных отложениях БС связано с появлением в них аномально высокого пластового давления. Поэтому отсутствие надежных экранов неизбежно приводит к опустошению природных резервуаров – перетоку нефти в близрасположенные или контактирующие с БС проницаемые породы и(или) разрывные нарушения, где давление ниже. Перечисленные явления вызваны тектоногидротермальной активизацией, которая в различных частях Западной Сибири по-разному воздействовала на БС и на вмещающие ее проницаемые породы. Минеральные компоненты последних при этом сильно преобразовывались, что кардинально меняло изначальные фильтрационно-ёмкостные свойства пород. В одних случаях они разуплотнялись, становясь суперколлекторами, в других –

переуплотнялись, превращаясь в флюидоупоры. В процессе проведенных исследований установлено следующее.

Сопряжённые процессы формирования вторичных коллекторов, флюидоупоров и нефтегазообразования в условиях Западно-Сибирского погребённого континентального рифта носят циклический характер и были вызваны периодами тектоногидротермальной активизации. Последняя, применительно к объектам наших исследований, проистекала, по всей вероятности, в позднем мелу – раннем палеогене. При этом температуры и давления, отвечающие главной зоне нефтегазообразования, могли возникать на любых глубинах в геологически короткие отрезки времени.

Характерной особенностью тектонической активизации Красноленинского свода является возникновение на нем разноконтрастных по напряженно-динамическому состоянию пород участков, которые образуют зоны локального тектонического неравновесия. В пределах последних господствуют гидротермальные процессы диаметрально противоположной направленности: мобилизационной и аккумулирующей. Уровень интенсивности этих процессов контролируется степенью контрастности тектонического неравновесия.

Формирование вторичных экранов и суперколлекторов – два сопряженных во времени и взаимообусловленных процесса, в основе которых лежит перераспределение вещества. Оно вызвано фактором тектоногидротермального неравновесия природной системы. Источником минеральных компонентов, поступавших с горячими растворами, осаждавшихся и кольматировавших межзерновое пространство песчаников, алевропесчаников и т.д. тюменской свиты являлись гравелиты и песчаники шеркалинской свиты, испытавших процесс интенсивного кислотного выщелачивания и эвакуации вещества.

Гидротермальные процессы на Красноленинском месторождении – тектонически пассивном участке – носили аккумулирующую направленность. В отложениях тюменской свиты это нашло отражение в интенсивном окварцевании (окремнении), слабой альбитизации, парагонитизации, каолинизации, редкой сульфатизации и карбонатизации. Сказанное кардинально изменило ФЕС всех, особенно изначально наиболее проницаемых пород. Они приобрели V и VI классы коллекктора по градации А.А.Ханина, т.е. фактически превратились в экраны. В силу этого на территории Красноленинского месторождения новообразованные флюидоупоры и неизмененные породы доюрского комплекса обусловили достаточно надежную изоляцию бажено-абалакского комплекса и сохранность (накопление) в них УВ.

Гидротермальные процессы на Талинском месторождении – тектонически активном участке - имели ярко выраженный мобилизационный характер. В толще

шеркалинской свиты это выразилось в интенсивном выносе вещества, что сопровождалось обильным развитием крупных каверн выщелачивания сложного строения и многочисленных трещин. В пустотах и основной массе терригенных пород присутствуют опал, высокодисперсный, микродрузовый и регенерационный кварц, а также диккит и триклинный структурно совершенный каолинит. Выщелачивание привело к возникновению вторичных суперколлеторов, в которые была полностью или в значительной стпени перераспределена нефть из баженовских отложений горячими растворами.

При прогнозах продуктивности баженовских (бажено-абалакских) отложений и (или) контактирующих с ними проницаемых пород необходимо учитывать фактор локального тектонического неравновесия. Минералогическим показателем степени тектонического неравновесия является контрастность содержания эпигенетического диккита (стресс-минерала) в породах сопоставляемых участков или месторождений.

А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков
ОАО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень, Россия

К ВОПРОСУ О ЦИКЛИЧНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

На основе сейсмических данных в пределах верхнего мела (без сеномана) Западно-Сибирской плиты (ЗСП) были прослежены 4 комплекса отложений (снизу вверх): кузнецовский (турон), нижнеберезовский (сантон), верхнеберезовский (кампан) и ганькинский (маастрихт). В результате перекрестной корреляции по материалам геофизических исследований скважин (ГИС) порядка 200 разрезов внутри комплексов были прослежены более дробные стратоны (снизу вверх): дорожковская свита (нижний турон), газсалинская (верхний турон) и мяраяхинская пачки (нижний коньяк); пачки НБ1-НБ4 (сантон); пачки ВБ0-ВБ2 (кампан) [Агалаков и др., 2017]. Построенные для ЗСП карты толщин стратонов, с учетом литологических нюансов выделенных пачек, позволили уточнить закономерности строения верхнего мела ЗСП, обусловленные трансгрессивно-регрессивной цикличностью осадконакопления [Западная…, 2000].

На первой стадии глобальной постсеноманской трансгрессии ЗСП накапливались глины дорожковской свиты (поздний сеноман-туронского возраста). Глины уверенно диагностируются по ГИС только в восточной части ЗСП (подстилая алевролиты газсалинской пачки). В западной части ЗСП, где газсалинские алевролиты выклиниваются, дорожковские глины (нижний турон) сливаются с мяраяхинскими глинами (нижний

коньяк) и образуют единую кузнецовскую свиту (турон-нижний коньяк). На востоке ЗСП происходит опесчанивание дорожковской свиты и увеличение толщин в 2-3 раза. Полного затопления ЗСП не произошло (под водой оказались центральная и западная части бассейна).

Дорожковская стадия была прервана локальной газсалинской регрессией (поздний турон) с востока и юго-востока ЗСП. Клин алевролитов по ГИС прослеживается в западном направлении на 300-500 км. Опускание морского дна протекало в основном в западной части плиты, в области нижнего течения Иртыша. Регрессия привела к усилению терригенного привноса с востока (палео-Обь и плато Путорана).

Вторая стадия трансгрессии отражена мяраяхинской пачкой глауконитовых глин (ранний коньяк) в кровле кузнецовской свиты. По ГИС пачка уверенно выделяется только над клином газсалинских алевролитов. Высокие концентрации глауконита (до 30-50 %) в набухающих глинах являются результатом высокой степени заражения воды железом и цветными металлами (активизация вулканических процессов).

Мяраяхинская стадия, возможно, была прервана локальной регрессией (по керну опорных скважин, ОС, в кровле пачки глауконитовых глин – находки янтаря, растительного детрита, примесь песчаного материала и пр.).

В третью стадию накопились опоковидные глины пачки НБ4 нижнеберезовской подсвиты (нижний сантон) с максимальными толщинами (более 35 м) в центральной и западной части ЗСП. Смектитовый состав глин, обилие биогенных остатков свидетельствуют о трансгрессивных условиях осадконакопления.

Выше опоковидных глин НБ4 в северо-восточной части ЗСП сформировалась клиновидная пачка глинистых алевролитов НБ3 (Русско-Реченская пачка) с толщинами до 120 м и больше (нижний сантон), фациальный аналог газсалинской пачки. Судя по «слабому» проникновению клина (300-400 км), поверхность бассейна сократилась незначительно.

Четвертая стадия фиксируется в разрезе накоплением кремнистых глин пачки НБ2 (глауконита до 10-20 %) и, выше, опок пачки НБ1 (хэяхинской пачки), отражающей максимальную амплитуду позднемеловой трансгрессии. Следы эрозии в кровле НБ1 даже в центральной части ЗСП (окатанность обломков опок) допускают, что толща опок выходила на субаэральный уровень (возможно, в пределах отдельных участков). Логично предположить, что на прилегающих к ЗСП территориях следы трансгрессии впоследствии были эродированы в течение постхэйяхинской регрессии.

На пятой стадии сформировались кремнисто-глинистые осадки нижней части верхнеберезовской подсвиты (пачка ВБ2). По данным ГИС и лабораторных анализов в средней части подсвиты выделяется пачка алевролитов ВБ1 регрессивного типа, в плане

локально распространенная в виде клиновидной призмы на северо-востоке ЗСП (аналог пачки НБ3 нижней березы). Так же повышенные мощности ВБ1 (участками более 130 м) отмечаются вдоль севера Уральского обрамления ЗСП, что указывает на участие в осадконакоплении пачки дополнительно и западных источников (орогенез западной горной страны). Уменьшенные толщины в среднем и верхнем течении Оби может быть результатом того, что Алтае-Саянские горы играли подчиненную роль в осадконакоплении кампана ЗСП, либо осадки были эродированы в последующем.

По данным (Ларьякская ОС) в разрезе верхнберезовской подсвиты «темно-серые алевролиты с грязно-бурым оттенком, со следами выветривания (ВБ1), перекрыты глинами и аргиллитами серыми, зеленоватыми». Глины, залегающие на алевролитах ВБ1, могут отражать шестую стадию позднемеловой трансгрессии, предшествующую ганькинской регрессии (ранне-маастрихтского возраста).

ВЫВОДЫ:

1. Постсеноманская трансгрессия ЗСП в позднем мелу имела пульсирующий характер, с максимальным развитием, вероятно в позднем сантоне (пачка опок НБ1);

2. Промежуточные стадии трансгрессии завершались краткосрочным обмелением бассейна, вплоть до выхода накопленных осадков на субаэральный уровень и частичной эрозии;

3. По мере «омоложения» локальных эпизодов регрессии участки орогенеза (источники сноса) постепенно смещались с востока и юго-востока (верхний турон) на северо-восток (нижний сантон), север и северо-запад (нижний кампан).

Литература

1. *Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Маринов В.А.* Фациальная модель верхнего мела Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр. : Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология» : сб. материалов в 4 т., Новосибирск, 17-21 апр. 2017 г. – Новосибирск : СГУГиТ, 2017. – Т. 1. – С. 101-105.

2. Западная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах, т. 2, Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2-го тома: А.Э. Конторович, В.С. Сурков, СПб., Изд-во «ВСЕГЕИ», 2000. – 477 с.

В.Г. Кузнецов
РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина

ЛИТОЛОГИЯ – СЕДИМЕНТОЛОГИЯ: СТРУКТУРА НАУКИ

Как каждая наука, литология имеет два уровня. Первый – это изучение и описание конкретного объекта – осадочной горной породы: песчаника, известняка и т.д. Безусловно, этот уровень – петрография осадочных пород – включает не только изучение конкретной породы, но и ряд теоретических разработок, особенно в применении к данной породе, например, реконструируются обстановки и механизмы ее образования.

Второй уровень – уже уровень общетеоретического обобщения, осмысления осадочного процесса в целом. Последняя включает три связанных раздела или направления – стадиальное, седиментологическое и эволюционное.

Стадиальное направление изучает историю горной породы от момента образования осадочного материала, через его перенос, осаждение, превращение осадка в горную породу (диагенез), бытие самой породы и процессы в ней происходящие (катагенез), вплоть до ее исчезновения в результате размыва или преобразования в породу метаморфическую.

Второе направление, в отличие от первого, временн***о***го, имеет, если можно так выразиться, площадной, пространственный характер. Если в стадиальном анализе рассматриваются больше процессы, то в седиментологическом - обстановки, где эти процессы реализуются. Одним из результатов исследований этого раздела литологии является фациальный или фациально-палеогеографический анализ, реконструкция условий и обстановок древних эпох.

Третий, относительно новый раздел – эволюционный, рассматривает и реконструирует эволюцию осадочного процесса и осадочного породообразования в истории Земли.

О.В. Япаскурт, как преподаватель и как руководитель Межведомственного литологического комитета, занимался всеми этими разделами литологии, но основные его интересы и достижения связаны с изучением катагенеза и особенно его заключительных стадий. По этой тематике у О.В. были авторитетные предшественники и учителя, он достаточно плотно контактировал с А.Г. Коссовской, стал одним из ведущих ее последователей и не только продолжил изучение и описание изменения структур и катагенетического минералообразования, но и пошел дальше. Он, во-первых, перешел на другой уровень – от минералов и пород на уровень породных ассоциаций, вторичных изменений целых комплексов пород и, во-вторых, исследовал

подобные изменения в разных тектонических, и, шире – геодинамических обстановках и режимах, и, наконец, в-третьих, он исследовал уже практически последние, предметаморфические стадии этих процессов и их результаты.

Наука об осадочных породах в нашей стране называется литологией, а в англоязычной литературе – седиментологией. В общем виде эти термины – синонимы. Причины подобной двойственности в терминологии имеют, видимо, исторические корни.

Становление отечественной науки, в том числе геологии, во многом связано с европейскими, точнее, центральноевропейскими, немецкими, а не английскими школами. Термин «литология» и его содержание связаны, хотя бы частично, с именем крупнейшего геолога-осадочника рубежа XIX и XX веков – Иоганнеса Вальтера, и именно в этом значении закрепился в нашей литературе.

Если же внимательно проанализировать содержание западной седиментологии и сравнить с нашей литологией, то окажется, что термин «литология» иногда более полный, и часто существенно более полный. Так, все постседиментационные процессы объединяются термином диагенез, причем практически нет исследований предметаморфических изменений осадочных пород. Еще меньше обсуждаются в англоязычной литературе, проблемы эволюции осадочного породообразования.

В целом седиментология и литология, в основном, синонимы. Каждая из них имеет какие-то свои особенности и достижения, и как учебник «Литология» О.В. Япаскурта не тождественен аналогичным учебникам В.А. Алексеева или В.Г. Кузнецова, и каждый из которых в той или иной степени отражает область основных научных интересов авторов, так и седиментология западных авторов имеет крен в область собственно осадконакопления – седиментации, но обе они едины по объекту своего научного изучения осадочных пород и осадочного породообразования в целом.

И в заключение – несколько сугубо личных представлений о дальнейших, точнее ближайших направлений развития литологии. Выход на океаны и исследование океанического осадкообразования уже дали обширный, часто принципиально новый материал в практике и теории седиментологического раздела литологии. В этом же и, частично, стадиальном, разделах, по крайней мере его диагенетической стадии, уже получены и **в** ближайшей перспективе будут получены важные результаты по влиянию и значению микробиальной деятельности на осадочный процесс в широком значении этого понятия, то есть на стадии седиментации и диагенеза, и–видимо, начальных этапах катагенеза. Происходит формирование микробиальной литологии.

Еще одно важное направление, возникшее на западе, осознанное и активно используемое нами, получившее название сначала сейсмической, а затем секвентной стратиграфии, там входит в компетенцию именно стратиграфии – это по сути дела

исследование строения осадочных комплексов. Если первичный материал дает геофизика, то генетическая его интерпретация возможна лишь с позиций седиментологии или литологии в нашем широком значении этого термина, на основе знаний обстановок и механизмов осаждения материала в разных геоморфологических, климатических и прочих условиях.

Что касается эволюционного раздела, то представляется, что тут большие перспективы в разработке учения В.И. Вернадского о значении жизни в осадочном процессе вообще, и эволюции осадочного породообразования в соотношении с эволюцией органического мира, в частности.

В.Н. Кулешов
ГИН РАН, Москва

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (H, C, O, S) В СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗЕ КАК МЕТОД СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Преобразования исходного осадка в породу (литогенез) в осадочно-породном бассейне по мере погружения на глубину происходят при разных физических (температура, давление, проницаемость и пр.) и химических (состав флюидов, открытость или закрытость системы относительно геохимических параметров, и пр.) условиях. Исходный осадок, как правило, многокомпонентный (силикаты и алюмосиликаты, карбонаты, сульфаты, органическое вещество разного происхождения, газо-водные флюиды, и др.), изначально неуравновешенный в химическом (в том числе и изотопном) отношении, претерпевает сложные трансформации с образованием новых (постседиментационных) структур и текстур, изменения физических свойств вещества (например, витринита), происходит образование новых аутигенных минералов, устойчивых в новых физико-химических условиях и характерных для той или иной стадии литогенеза (раннего диагенеза и последующих этапов преобразования, именуемых в научной литературе как катагенез и метагенез, или эпигенез). Все эти изменения детально описаны в работах Л.В. Пустовалова, А.В. Копелиовича, Л.Б. Рухина, П.П. Тимофеева, А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова, И.М. Симановича, Н.В. Логвиненко и их последователей. В последние десятилетия научные и практические вопросы в этой области отражены в специальных работах О.В. Япаскурта [1, 2, 3] и А.А. Махнача [4].

Важным методом, позволяющим выяснить условия преобразования исходного вещества и образования новых аутигенных минералов, а также источники вещества преобразующих флюидов (для открытых систем) и их компонентов является изотопный метод. Ранее уже были предприняты попытки охарактеризовать основные особенности

изотопного состава минерального вещества, образующегося на той или иной стадии седименто- и литогенеза [5, 6, 7].

Изотопный метод ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $\delta^{34}S$, δD), используемый при установлении стадийности породообразования и постседиментационных преобразований, основан на изучении изотопного состава аутигенных минералов, в которых фиксируется смена изотопно-геохимических параметров (или, иными словами – изотопных систем) среды стратисферы. Эти параметры во многих случаях существенно меняются по мере погружения осадков в осадочно-породных бассейнов на глубину, или, наоборот, при их выводе на дневную поверхность в зону действия экзогенных процессов.

Наиболее важными являются данные по изотопному составу углерода и кислорода в карбонатном веществе. В основе образования карбонатов и формирования их изотопного состава лежит изотопно-обменная равновесная система: $CO_{2(газ)} – CO_{2(раствор)}$ - $HCO_3^-{}_{(раствор)} – CO_3^{2-}{}_{(осадок)}$. На всех этапах этого равновесия происходит разделение изотопов. Осаждающееся карбонатное вещество обогащается тяжелыми изотопами углерода и кислорода по отношению к воде и растворенной в ней углекислоте. Изотопный состав кислорода будет определяться температурой и изотопным составом воды среды карбонатообразования. Вода растворов, участвующая в постседиментационны процессах литогенеза, может иметь разное происхождение (захороненная морская вода, петрогенная, метеорная, ювенильная и др.) и характеризуется разными величинами $\delta^{18}O$.

Условия образование карбонатов в осадочных бассейнах (морские, пресноводные и др.) существенно отличаются от тех, которые господствуют в раннем диагенезе и позже (разные типы катагенеза, эпигенеза); и это фиксируется в изотопном составе углерода и кислорода ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) [6, 7].

Большое значение для понимания процессов, происходящих при диагенезе (раннем), имеют данные по изотопному составу серы ($\delta^{34}S$). Хорошо известно, что в процессе сульфат-редукции образующиеся соединения серы (окисленная, элементарная, восстановленная) характеризуются разным изотопным составом и могут служить критерием условий их образования (ранний диагенез или позже) [8].

В качестве примера возможного использования изотопного метода при изучении стадийности преобразования исходных осадков и образования аутигенных минералов могут служить данные по изотопному составу кислорода в силикатах, водорода и кислорода в глинистых минералах терригенных осадков. Например, при погружении терригенных отложений на глубину происходит трансформация глинистых минералов (монтморрилонит переходит в иллит); отмечаются резкие изменения величин $\delta^{18}O$ и δD [9].

Можно полагать, что использование комплекса методов изучения изотопного состава легких элементов (H, C, S, O) в совокупности традиционными (визуальные, микроскопические, рентгеновская дифрактометрия, электронная микроскопия и др.) может существенно дополнить понимание стадийности литогенеза, в том числе выработать независимые критерии, характеризующие ту или иную стадию литогенеза, в том числе – и критерии перехода (разграничения) от одной стадии преобразования осадка к другой.

Литература

1. *Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 1994. 142 с.
2. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
3. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учебное пособие. М.: ЭСЛАН. 2008. 356 с.
4. *Махнач А.А.* Стадиальный анализ литогенеза: Учебное пособие. Мн.: БГУ. 2000. 255 с.
5. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. Мн.: Наука и техника, 1989. 335 с.
6. *Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491-508.
7. *Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 2. Катагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 610-630.
8. *Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
9. *Yen H.-W.* D/H and late stage dehydracion of shales during burial // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1980. Vol. 44. No 2. P. 341-352.

А.В. Лаломов
ИГЕМ РАН, Москва

РОССЫПИ В СИСТЕМЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Россыпи определяются как «скопления рыхлого или сцементированного обломочного материала, содержащего в виде зерен, их обломков или агрегатов ценные минералы» [1]. Будучи продуктом преимущественно гравитационной сепарации они могут возникать на разных этапах седиментогенеза от мобилизации вещества в ходе гипергенных процессов, эрозии, транспортировки и до отложения в условиях промежуточных коллекторов или конечных водоёмов стока в широком диапазоне литогенетических, геолого-динамических и морфоструктурных обстановок. На этапе

диа-, ката- и метагенеза протекают процессы изменения россыпей. В зоне антропогенного воздействия образуются техногенные россыпи.

По вещественному составу выделяются россыпи благородных металлов (золота и МПГ), цветных (олово, вольфрам, киноварь), черных (титан, железо, хром), редких металлов (тантало-ниобиевые, циркониевые, редкоземельные), комплексные редкометалльно-титановые, горнотехнического сырья (корунд, гранат, барит, магнезит, пьезокварц) и ювелирного сырья (алмазы, агаты, топаз-берилл-аметист, жадеит-нефрит, янтарь и др. ювелирные камни). Россыпные месторождения играют существенную (а для ряда компонентов – ведущую) роль в обеспечении материально-сырьевой базы как России, так и в мире в целом [2].

В пространственно-динамической классификации выделяются россыпи ближнего (проксимальные) и дальнего (дистальные) сноса [3], хотя если брать весь спектр россыпных проявлений, то они образуют непрерывный ряд разных вещественно-генетических типов по мере удаленности от коренных источников и изменения гидродинамической активности среды осадконакопления (рис.).

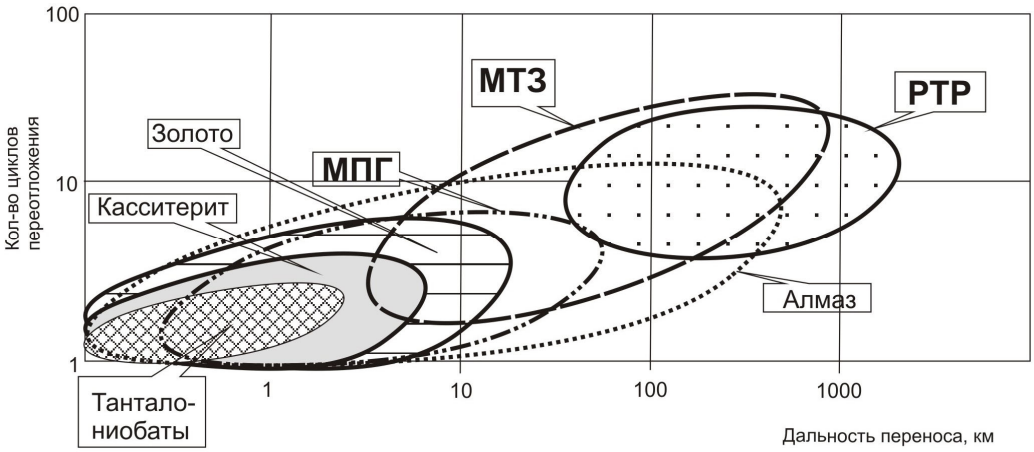


Рисунок. Пространственно-динамическая классификация россыпей по [3] с дополнениями. РТР – редкометалльно-титановые россыпи, МПГ – минералы платиновой группы, МТЗ – мелкое-тонкое золото.

К россыпям ближнего сноса относятся концентрации минералов повышенной плотности (золото псаммитового класса крупности, МПГ), отлагающиеся вблизи источника в силу своей пониженной транспортабельности, а также хрупкие минералы средней плотности, которые при дальнем переносе дробятся и переходят в гравитационно необогатимые классы (касситерит, вольфрамит, киноварь, тантало-ниобаты). Минералы умеренной плотности с повышенной транспортабельностью (алмазы, циркон, ильменит, рутил) могут неоднократно переоткладываться в

промежуточных коллекторах и образовывать промышленные концентрации на значительном удалении от коренных источников в благоприятных структурно-литодинамических обстановках. Россыпи алмазов и ильменита могут образовываться как в близи источников, так и на удалении от них. Концентрации мелкого-тонкого золота в пределах платформ по своим свойствам относятся к дистальным россыпям.

Для ряда россыпей, таких как редкометалльно-титановые, гумидный литогенез с его глубокой химической дезинтеграцией пород и высвобождением тяжелых минералов является обязательным условием формирования промышленных россыпных концентраций. Но по мере исследований россыпеобразующих процессов стало очевидно, что каждый тип литогенеза вносит свои черты в формирования россыпей, и ни один из них, включая аридные обстановки пустынь и области континентального оледенения, не является запретным для россыпеобразования. Так богатые россыпи золота формируются даже в подледниковых каналах стока (россыпи о. Большевик арх. Северная Земля). Золотоносной является континентальная морена Русской платформы. В гипераридных обстановках пустынь в котловинах выдувания формируются уникальные россыпи алмазов.

Для образования крупных промышленных объектов определяющую роль играет наличие структурно-седиментационных ловушек и динамических барьеров, нарушающих сплошность области транзита осадков и создающие благоприятные условия для образования высоких концентраций и больших запасов россыпей.

Перспективной и активно развивающейся областью науки о россыпях является теория формирования техногенных месторождений. Помимо описательной и прогнозной функций, в ней предполагается разработка методов активного влияния человека на процессы формирования техногенных месторождений.

Россыпи имеют диагностическое значение для реконструкции палеогеографических и геодинамических обстановок геологических эпох.

Литература

1. Методические рекомендации по применению Классификации запасов к месторождениям и прогнозным ресурсам твердых полезных ископаемых. Россыпные месторождения. М.: МПР РФ, 2007. 66 с.

2. *Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М., Чефранова А.В.* Россыпные месторождения Арктической зоны России: современное состояние и пути развития минерально-сырьевой базы // Арктика: экология и экономика. 2015. №2. С. 66 - 77.

3. *Патык-Кара Н.Г.* Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.

В.А. Лошкарева, И.А. Китаева
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва

СТАДИЙНОСТЬ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТАХ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Объектом исследования является венд-нижнекембрийский галогенно-карбонатный комплекс отложений Непско-Ботуобинской антеклизы. Продуктивность этих отложений доказана открытием крупных залежей углеводородов в отложениях усть-кутского и осинского горизонтов в сводовой и склоновой частях Непско-Ботуобинской антеклизы. Породы-коллекторы отложений этих горизонтов отличает высокая степень преобразованности вторичными процессами.

Основными породообразующими организмами для отложений позднего венда и раннего кембрия явились цианобактериальные сообщества, представленные бактериальными корками, пленками, строматолитами; а также кальцибионтами, такими как ренальцисы и эпифитоны. В кровельных частях отложений осинского горизонта присутствуют породы, образованные различными формами первых скелетных организмов в истории Земли – археоциат.

В зависимости от типа биоценоза, слагавшего породу, формировались разные типы пустотного пространства, на которые в дальнейшем накладывались различные вторичные преобразования. Именно стадийность вторичных преобразований во многом определяет фильтрационно-емкостные свойства и возможность их прогнозирования.

Продуктивные горизонты слагают следующие литотипы: известняки биогермные археоциатовые, известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые, доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой, доломиты разнокристаллические, доломиты комковато-сгустковые, интракластовые доломиты, доломиты строматолитовые, доломиты микрокристаллические, доломиты микро-тонкокристаллические горизонтально-слоистые, и ангидрито-доломиты [1,2]. Между выделенными литотипами существуют переходные разности.

Основными породами-коллекторами в осинском горизонте являются доломиты разнокристаллические, доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой и, в меньшей степени, известняки биогермные. Значения пористости в этих отложениях колеблется от 15-18 % в доломитах разнокристаллических, до 8-12% в биогермных известняках [3]. Необходимо отметить, что разнокристаллические доломиты, как правило, формируются по первичным цианобактериальным известнякам.

В отложениях усть-кутского горизонта основными породами-коллекторами являются доломиты комковато-сгустковые (верхний пласт усть-кусткого горизонта) и доломиты с реликтовой цианобактериальной структурой (нижний пласт усть-кутского горизонта). При этом значение пористости изменяется от 10% в комковато-сгустковых доломитах до 15% в доломитах с реликтовой цианобактериальной структурой.

В породах усть-кутского и осинского горизонтов широко развиты процессы выщелачивания, проявлявшиеся на различных стадиях литогенеза. Отмечаются внутриформенные пустоты выщелачивания, а также пустоты, связанные с растворением межкаркасного, околотрещинного и, кроме того, зон развития стилолитовых швов.

Изучение структуры пустотного пространства пород-коллекторов, исследование их вещественного состава и аутигенного минералообразования в пустотном пространстве проводилось с помощью РЭМ, а также с применением оптической микроскопии и дифрактометрии.

Проведенные исследования позволили определить элементный и минералогический состав матрицы пород. В частности было выявлено, что состав матрицы имеет преимущественно доломитовый состав, но в околопустотном пространстве в ней повышается содержание железа вплоть до образования кристаллов анкерита. В пустотном пространстве пород выявлена четко выраженная стадийность выделения аутигенных минералов. На первой стадии стенки пор, иногда в несколько генераций, инкрустируются кристаллами кальцита, затем доломита, ангидрита, а наиболее крупные пустоты заполняются на разных стадиях преобразований каменной солью.

В отдельных разрезах значительная доля пустотного пространства занята твердым органическим веществом. В зонах наиболее высоких концентраций твердых выделений ОВ резко повышается содержание урана, что отражается на аномально высоких показателях естественной радиоактивности. В этих же прослоях, по данным рентгеноструктурного анализа отмечается появление графита. Значительная часть пустотного пространства заполнена твердыми битумами, видимо, находящимися в неподвижном состоянии. Видимо, эти твердые битумы являются результатом преобразования древних углеводородных флюидов, насыщавших породы до эпохи пермо-триасового магматизма

По результатам растровой электронной микроскопии отчетливо проявляется различный характер минерализации генетических типов пустотного пространства. Так, засолонение характерно для остаточных внутрикаркасных пустот и пустот выщелачивания. Участки развития межкристаллических тонких пор, являющихся результатом процессов доломитизации по механизму замещения, как правило, лишены вторичной минерализации.

Литература

1. *Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений//* М.: Недра,1992. 240 с.
2. *Кузнецов В.Г, Илюхин Л.Н., Бакина В.В., Постникова О.В. и др. //* Карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность//М.: Научный Мир, 2000. 104 с.
3. *Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др.//* Цикличность размещения коллекторских свойств в нижнекембрийском резервуаре Непско-Ботуобинской антеклизы//Нефтегазовая геология и геофизика, 1982. №.8. С. 26–29.

Т. П. Майорова [1, 2], К. М. Седаева[3]

[1] СГУ им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар

[2] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

[3] МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ИЗВЕСТНЯКАХ ГОРНОГО КРЫМА

Из всего многообразия минерального мира кварц и пирит являются наиболее распространенными минералами разнообразных эндогенных и экзогенных комплексов разного возраста и генезиса, и их рассматривают как сквозные минералы широкого круга геологических образований. Современные прецизионные аналитические методы (LA-ICP-MS, ICP-MS, сканирующая электронная микроскопия) расширяют возможности использования пирита для установления генезиса пирита и вмещающих его пород. В осадочных комплексах Горного Крыма конкреции пирита распространены повсеместно [1], что делает этот минерал эффективным инструментом для детализации некоторых аспектов его образования в связи с историей формирования вмещающих пород.

Детальные исследования пирита из известняков верхней юры (J_3t), нижнего и верхнего мела (K_1b, K_1h_2, K_2s), палеогена (E_2i-E_2l), на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» выявило в нем наличие многочисленных межзерновых пустот, выполненных органическим веществом (ОВ). Размеры межзерновых пустот, заполненных ОВ, колеблются от 0.002 х 0.002 до 0.005 х 0.005 мм. Морфологически ОВ представлено волокнистыми и чешуйчатыми образованиями (рис. 1), и к нему приурочены субмикронные минеральные фазы с разнообразными элементами – Pt, Fe, Ni, Au, Ag, Hg, Cu, Zn, Sn, Pb, Mo, Te, Cr, W, Sb, As, S, представленные самородными металлами, твердыми растворами и интерметаллидами, сульфидами, оксидами и другими соединениями [3]. За

исключением Pt и Te, все остальные элементы установлены в пирите методом прецизионного LA-ICP-MS анализа [2]. Микровключения минеральных фаз имеют размеры от 100-300 нм до 1 мкм, в самом пирите их не обнаружено. Корреляционный анализ показал, что между элементами-примесями в пиритах существует положительная корреляция и при коэффициенте корреляции > 0.5 выделяются следующие ассоциации элементов: Au-Ag(0.7)-Cr(0.63)-Zn(0.53)-As(0.53); Ag-Cr(0.63)-Au(0.7); Cu-W(0.99)-Sn(0.8)-Zn(0.6); Zn-W(0.99)-Sn(0.87)-Cr(0.63)-Cu(0.6); Pb-Mo(0.75)-Sb(0.64); Mo-Pb(0.75)-As(0.68); Sb-Pb(0.64); As-Mo(0.68)-Au(0.52), косвенно отражающие состав субмикронных минеральных фаз.

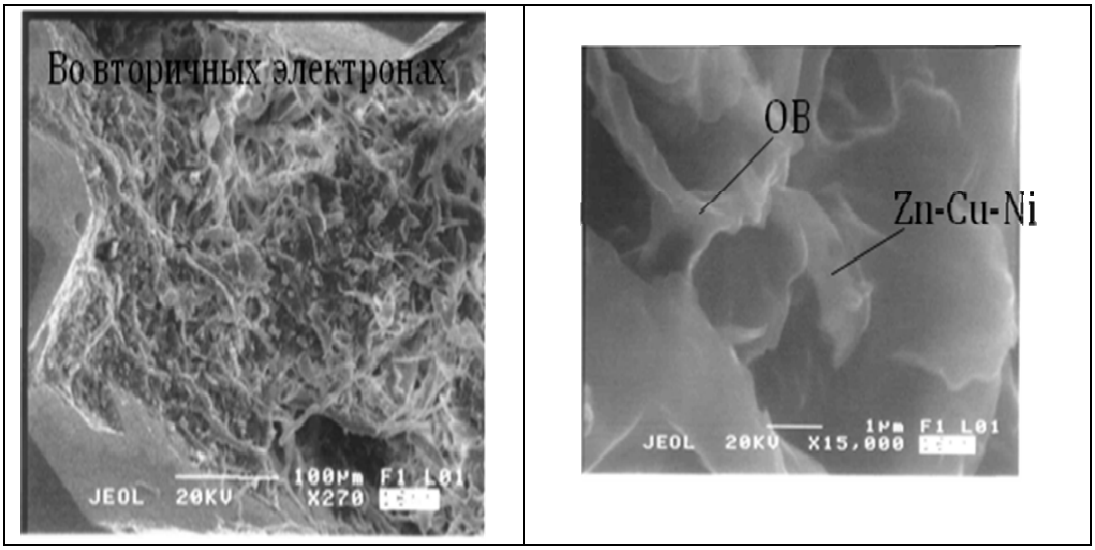


Рис. 1 Пирит из глинистого известняка K_1b с включениями волокнистого (*слева*) и чешуйчатого (*справа*) ОВ в межзерновом пространстве (обр. КР-1 из г. Феодосии).

По данным ICP-MS анализа в известняках, вмещающих конкреции пирита, установлен практически аналогичный состав элементов-примесей – Fe, Ni, Ag, Cu, Zn, Sn, Pb, Mo, Te, Cr, W, Sb, As, Mn. Элементы Pt и Au не обнаружены, но всегда присутствует Te (0.31-0.57 ppm). В пиритах по сравнению с вмещающими их известняками содержание рассматриваемой группы элементов-примесей (рис.2) повышено. Характерные особенности – сильно повышенное в пиритах содержание As (146-371 ppm), иногда Sb (до 160 ppm). Вместе с тем, все известняки содержат повышенное количество Mn. Известняки верхней юры (J_3t), кроме того, отличаются повышенными содержаниями Cu и Zn, а палеогена – сокращенным набором элементов и низкими их содержанием. Корреляционные связи между элементами в известняках множественные, причем как положительные, так и отрицательные.

Сходный состав элементов-примесей в пиритах и вмещающих их известняках и, вместе с тем, разнообразный состав субмикронных минеральных фаз благородных, редких и рассеянных металлов в самородной, сульфидной и оксидной формах в пиритах отражает общую геохимическую специализацию и провинцию южной и восточной частей Горного Крыма. Пирит вместе с заключенным в нем ОВ, можно рассматривать как геохимический барьер, на котором происходит сорбция ионов металлов с их последующим укрупнением до минеральных фаз.

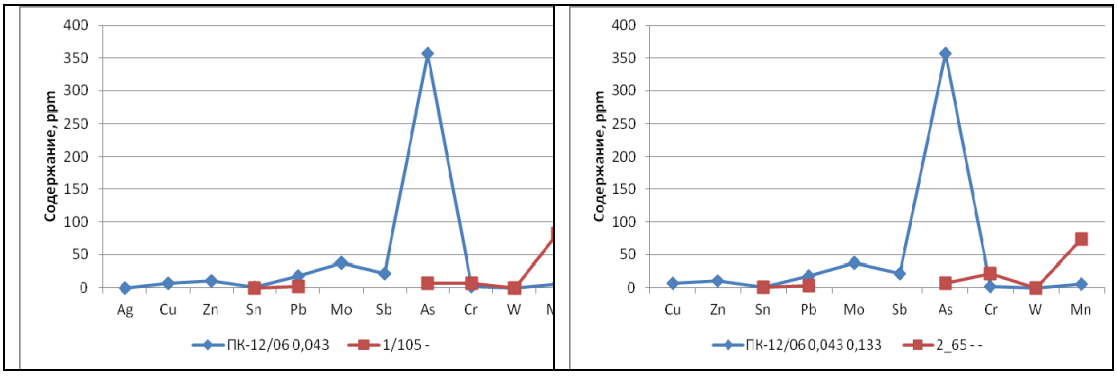


Рис. 2. Содержание элементов-примесей в пиритах (синяя линия) и вмещающих их нуммулитовых (E_2l) известняках (красная линия): *слева*- г. Сувлукая, *справа*- с.Танковое.

Литература

1. *Седаева К.М., Майорова Т.П., Устюгова К.С., Светов С.А., Филиппов В.Н.* Пирит осадочных и магматических комплексов Горного Крыма и его минералого-геохимическая характеристика // Вестник Московского Университета, сер. Геология. 2013. № 5. С. 45-56.

2. *Седаева К.М., Майорова Т.П., Светов С.А., Устюгова К.С.* От минералогии до геохимии (на примере пирита породных комплексов Горного Крыма) // Вестник Пермского университета. Геология, 2013. Вып. 2 (19). С. 40-55.

3. *Устюгова К.С., Майорова Т.П., Филиппов В.Н.* Микро-нанодисперсные фазы благородных и редких металлов в пирите осадочных пород Горного Крыма // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Материалы Международного. минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 336-337.

С.В. Мануковский, А.В. Крайнов, А.В. Милаш
Воронежский госуниверситет, Воронеж

КАОЛИНИТОВЫЕ ГЛИНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КОЗЫНКА»

Дефицитные вторичные каолины верхнедевонского возраста развиты в мамонской песчано-каолиновой толще (ПКТ) на юге Воронежской антеклизы в эрозионной депрессии. Она образовалась за счет размыва кор выветривания (КВ) на кристаллических породах докембрия [1, 2]. Выделены три зоны её развития – Западная, Центральная и Восточная. Наиболее благоприятна для поисков каолинов Центральная зона, где ПКТ залегает близь поверхности по долинам рек, том числе Дона. Разведочными работами в Калачском районе Воронежской области выявлено крупное месторождение «Козынка» вторичных каолинов и кварцевых песков. Последние являются ценным стекольным, формовочным и строительным (песчано-гравийные смеси) попутно добываемым полезным ископаемым. В них содержится глинистая примесь, из которой возможно получение обогащенного каолина.

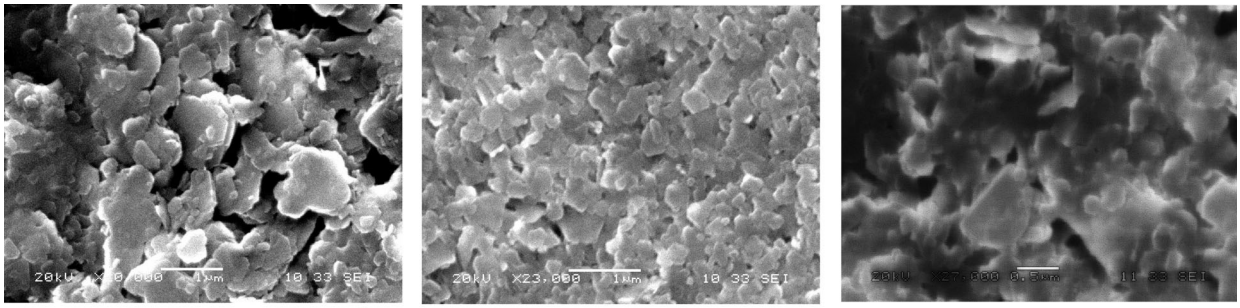
Выделяется 3 литологических типа глин: пестроцветные, темно-серые гумусированные, светло-серые. В нижней части разреза они *пролювиальные* пестроцветные, залегающие выше разности *озерно-болотного* генезиса серые, темно-серые, сильно гумусированные, алевритистые, жирные на ощупь, с раковистым изломом, с автохтонными растительными остатками, часто углефицированными и пиритизированными. В них отмечаются неясная волнистая текстура и пятнистая окраска за счет неравномерного распределения гумуса. *Пойменно-старичные* глины светло-серые до серых, алевритистые, в различной степени запесоченные, жирные на ощупь, с раковистым изломом, редкими аллохтонными УРО и присыпками светло-серого песка по плоскостям напластования. Содержат прослои мелкозернистых кварцевых песков мощностью от 0,2–0,5 до 20–30 см.

По результатам рентгеноструктурного анализа (дифрактометр Empyrean B.V. PANalytica) содержание каолинита в глинах 98,5–99,5%, иллита обычно не более 0,5%. Во всех случаях на дифрактограммах отмечаются рефлексы тонкодисперсного кварца. В окрашенных глинах фиксируются отражения лепидокрокита, гетита, гематита, являющихся вредными примесями. По данным растровой электронной микроскопии для каолинита из пестроцветных глин (рис. 1 а) размер частиц каолинита колеблется от 0,2–0,3 мкм до 2,0–3,5 мкм, обычно менее 1 мкм. Гексагональные грани, характерные для неизмененного (первичного) каолинита КВ, встречаются редко. Пластинчатые частички минерала повсеместно имеют обломанные в процессе переноса и вторичного переотложения формы. Грани пластинок обычно с неровными контурами, часто с

волнистыми корродированными краями. В темно-серых гумусированных глинах преобладают частицы размером 0,3–0,45 мкм (рис. 1 б). Наряду с «окатанными» и бесформенными пластинками минерала отмечается значительное количество кристаллов с характерным габитусом в виде целых шестиугольных табличек. Это может быть объяснено новообразованием каолинита в озерно-болотных условиях [3]. В наиболее распространенных светло-серых глинах (рис. 1 в) размер частиц каолинита обычно меньше 1 мкм при их толщине в его сотые доли. Такие размеры определяют низкую и среднюю степень дисперсности породы. Кристаллы с гексагональным габитусом практически отсутствуют, изредка в пластинках отмечается одна-две грани минерала. Всё это свидетельствует о преобладающих процессах дробления и измельчения кристаллов каолинита при переносе их из КВ к бассейнам седиментации.

Вблизи южных границ распространения мамонской толщи, где она залегает на КВ кристаллического фундамента, каолинит обладает довольно совершенной структурой [4]. Каолинит в глинах месторождения «Козынка», на удалении 60 км от источника сноса, имеет невысокую степень совершенства кристаллической структуры. Этот факт имеет важное значение, поскольку каолинит с неупорядоченной структурой имеет пониженные значение температуры плавления и повышенный интервал спекаемости, что благоприятно сказывается на качестве и стоимости керамических изделий.

По ГОСТу 21286–82 [5] каолины по средневзвешенному содержанию Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 не соответствуют требованиям, предъявляемым к изделиям санитарно-строительной керамики (марка КС-1), поскольку выявленное количество глинозема ниже (норма >35%), а красящих оксидов выше (их сумма по норме должна быть <2%). Однако при обогащении могут быть получены более высокие марки.



А Б В

Рисунок. Электронномикроскопические снимки каолинитовых глин: а – из пестроцветных глин в нижней части разреза; б – из темно-серых гумусированных глин; в – серых глин в кровле.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00115.

Литература

1. *Савко А.Д.* Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежс. ун-та, 1979. 119 с.
2. *Окороков, В.А., Савко А.Д.* Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы / Воронеж: Воронежский госуниверситет. 1998. 124 с.
3. *Бортников Н.С., Новиков В.М., Савко А.Д. и др.* Структурно-морфологические особенности каолинита различных стадий литогенеза глинистых пород (на примере Воронежской антеклизы) // Литол. и полезн. ископ., 2013. № 5. С. 426-440.
4. *Савко, А.Д., Мануковский С.В., Шевырев Л.Т.* Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы // Труды НИИ геологии ВГУ. Вып. 53. 2008. 112 с.
5. ГОСТ 21286-82. Каолин обогащенный для керамических изделий. Технические условия. – М., 1982. – 6 с.

О.Ю. Мельничук[1], Т.Я. Гуляева[1], А.Д. Рянская[1], А.Ю. Исаков[1, 2]
[1]ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
[2]УГГУ, Екатеринбург

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Глинистые минералы являются чуткими индикаторами степени постседиментационных изменений. Тем не менее, в настоящее время отсутствуют достоверные опубликованные сведения о верхнедевонских терригенных толщах Сосьвинско-Теченской зоны. В то же время известно, что угленосные образования нижнекаменноугольной полдневской серии претерпели как поздний катагенез, так и метагенез (ранний и поздний) [2]. Неравная степень преобразования пород может свидетельствовать о различной степени вовлеченности в коллизионные и последующие палеотектонические процессы, произошедшие в ходе развития Уральской складчатой структуры.

В предлагаемом докладе приведены результаты исследований степени катагенеза аргиллитов и глинистых алевролитов трёх свит, выходы которых находятся в пределах территории Сосьвинско-Теченской структурной зоны восточного склона Урала. Кодинская (верхний фран) и устькодинская (фамен) свиты обнажаются в окрестностях г. Каменск-Уральский на р. Исеть и её притоках, жуковская свита (визе) – в районе дд. Жуково и Сохарево на р. Реж (15.5 км на ССВ от г. Реж).

Рассматриваемые свиты сложены песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов, линзами конгломератов и карбонатных пород. Каждая из них имеет мощность около 1000 м. Глинистые породы слагают слойки, прослои, пласты и пачки (в сочетании с прослоями и пластами песчаников и алевролитов, редко конгломератов) мощностью от первых мм до 30 м и более. В отдельных интервалах, мощностью порядка 150–230 м аргиллиты преобладают. Для верхнефранских глинистых образований предполагается формирование в условиях продельты, дистальной части мелководной морской равнины и авандельты, для фаменских и визейских – в проксимальной части глубоководного конуса выноса и нижней части склона (жуковская свита). Породы (65 проб) исследованы в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН) рентгеноструктурным и термическим методами.

Минералы, слагающие рассматриваемые глинистые породы можно разделить на 4 группы: слоистые силикаты, карбонаты и прочие (малые количества гётита и пирита) аутигенные минералы, алевритовая примесь (кварц и плагиоклазы). Первая группа представлена слюдистыми минералами (рефлексы 10, 5, 4.5, 3.66, 2.56, 2.4 и 1.5 Å), железисто-магнезиальными, редко железистыми, хлоритами (14.3–14.5, 7.11, 4.7, 3.54 и 2.56 Å), а также смешанослойными образованиями (ССО) ряда гидрослюда-монтмориллонит. В составе слюдистых минералов гидрослюды значительно преобладают над мусковитом. Подтверждением этого является наличие широкого 10 Å-го рефлекса (в противном случае он был бы более очерченным) и достаточно высокие низкотемпературные потери (порядка 1–5 мас. %). При этом гидрослюды политипа 1M значительно преобладают над гидрослюдами с полиморфной модификацией $2M_1$ (на дифрактограммах присутствует четкий рефлекс 3.66 Å, а рефлексы 4.5 и 5 Å несколько сглажены).

ССО в исследуемых толщах распределены неравномерно. Так в отношении верхнефранских образований можно предполагать, что главным фактором, контролирующим распределение этих минералов, является фациальная приуроченность: ССО присутствуют в составе аргиллитов, для которых предполагается формирование в обстановках мелководно-морской равнины, с наиболее слабым влиянием реки. В остальных толщах кодинской свиты, в том числе сильно глинистых, ССО отсутствуют, что указывает на практически полную трансформацию монтмориллонита в гидрослюды. В фаменских породах ССО встречаются чаще и не связаны с фациальным фактором, а в каменноугольных образованиях они развиты практически повсеместно, за редким исключением.

Терригенная примесь в изученных породах присутствует в количестве от 24–51 мас. % (девонские свиты) до 47–59, в среднем 53 мас. % (жуковская свита). Она представлена в основном зёрнами кварца и плагиоклаза (вероятно, альбита). Помимо

значительного количества алевритовой примеси в глинистых породах жуковской свиты, а также в низах кодинской, присутствуют карбонатные минералы (от 1–10 мас. % до 15–25 мас. %) – в основном кальцит, как в виде новообразованных кристаллов, так и в качестве обломков породы и органических остатков. Наличие последних связано с разрушавшимися неподалеку органогенными постройками. Реже на этих уровнях встречается новообразованный доломит. При этом для жуковской свиты его появление отчётливо связано с преобразованием кальцита и исчезновением ССО, служивших донорами магния.

Присутствие в составе рассматриваемых пород ССО ряда гидрослюда-монтмориллонит, 7 и 14 Å хлорита, преобладание гидрослюд политипа 1M над политипом $2M_1$ являются важными индикаторными признаками, указывающими на то, что породы прошли стадию умеренного катагенеза [1, 3, 4]. Полная иллитизация монтмориллонита в ряде толщ кодинской свиты является одним из главных признаков стадии глубокого катагенеза [4]. Доломитизация кальцита в разрезе жуковской свиты, вероятно, также происходила в условиях умеренного катагенеза, уже после прошедшей иллитизации.

Исследования выполнены в рамках темы № 0393-2016-0022 (18-5-5-11) государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые породы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 232 с.
2. *Еремеев В.В.* Палеогеография и минералообразование нижнекарбоновых угленосных отложений Среденего Урала. Труды ГИН, вып. 240. М.: Наука, 1972. 224 с.
3. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
4. *Япаскурт О.В.* Литология. Разделы теории. Ч. I. Процессы и факторы эпигенезиса горных пород: диагностика и системный анализ. М.: МАКС Пресс, 2013. 216 с.

М.Ю. Меркушова
ВГУ, Воронеж

ДОЛОМИТЫ ИГНАТЕЕВСКОЙ СВИТЫ НЕОАРХЕЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

К неоархейским породам курского блока КМА относится игнатеевская свита (AR_2-PR_1^1 ig), она несогласно залегает на архейских породах. В состав свиты включены полимиктовые метаконгломераты, метагравелиты и метапесчаники с прослоями олигомиктовых и перекрывающая их пачка карбонатных пород. Мощность пачки

карбонатов до 120 метров. Распространены они на значительной части изучаемой площади. В архее на Курском мегаблоке на месте гранит-зеленокаменных областей заложились субплатформенные рифтогенные осадочные бассейны, в которых началось формирование терригенных и хемогенных осадков [1]. Накопление грубообломочных отложений игнатеевской свиты и резкая смена их через гравелиты и песчаники карбонатными породами свидетельствуют о быстрой трансгрессии. Накопление доломитовых осадков происходило в прибрежной зоне в аномальных условиях (повышенная хлорность, привнос с суши и т.д.).

Карбонаты игнатеевской свиты представлены доломитами, мраморизованными доломитами, кальцифирами (силикатный мрамор).

Доломиты мраморизованные мелкозернистые серые и розовато-серые неясно и линейно слоистые с гранобластовой структурой. Доломитовый мрамор полнокристаллический, массивный, с амфиболизацией совместно с пироксеном в виде рассеянных кристаллов. Амфибол из актинолит-тремолитовой группы с преобладанием тремолита. Пироксен в виде бесцветных крупных (до 1–2, иногда до 4–8 мм) зерен, часто ассоциирует с амфиболом и содержит многочисленные его вростки. Доломиты серые с гранобластовой структурой, полосчатой и неяснополосчатой текстурой. Состоят они из доломита (до 95 %) и примеси минералов, составляющих тонкие и тончайшие слойки, из акцессориев-апатит, сфен, циркон. Карбонат в доломите гипидиоморфный с полигональными очертаниями и ксеноморфный. Размер карбонатных зерен до 0,4–0,7 мм, реже более 1,0 мм. Породы содержат значительную долю терригенной примеси и сильно перекристаллизованы во время регионального метаморфизма.

По результатам химического анализа выявлено, что большинство образцов из карбонатов игнатеевской свиты являются доломитами ($MgO>11$ % , $Mg/Ca=0,57–0,69$). Среди доломитов можно выделить две группы: 1 – низкокремнистые (1,86–12,17 %); 2 – кремнистые (20,52–31,77 %). Кремнистые доломиты содержат заметное количество глинозема (до 4,58 %). Все разноводиности доломитов содержат повышенное количество терригенной примеси (2–14,7 мас. %), варьирующие количества Fe (4800–26400 ppm), Mn (3400–5200 ppm). По значениям отношения фациального модуля Fe/Mn породы – глубоководные ($Fe/Mn < 40$)

Геохимические характеристики карбонатных отложений могут служить дополнительными критериями реконструкции обстановок осадконакопления [2].

Таблица

Химический состав карбонатных пород игнатеевской свиты Михайловского района КМА

№ пробы	№ скважины	Интервал опробования	Название породы	SiO_2	CO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	MgO	CaO
1272	3732	210,1–210,2	Доломит	7,21	40,32	0,99	0,08	0,12	18,10	28,03
1381	3748	412–437	Доломит	1,86	40,34	1,27	0,08	0,07	17,76	29,90
1383	3748	477,5–485,4	Доломит	20,52	23,53	4,37	1,80	0,14	15,34	27,00
1498	3759	487–515,5	Доломит	1,67	44,44	1,54	0,24	0,20	19,80	29,37
1476	3764	238–238,7	Доломит	10,38	36,30	3,88	1,02	0,30	16,97	26,60
1490	3764	520,1–521,8	Доломит	11,05	33,77	2,81	0,75	0,18	15,16	25,86
1586	3785	373,7–375,0	Доломит	4,0	41,0	0,84	0,10	0,14	18,70	28,80
1714	3797	338,8	Доломит	12,17	34,50	3,49	1,45	0,26	13,80	24,92
1748	3838	302,2	Доломит	23,38	27,94	4,58	1,35	0,08	14,60	21,27
1749	3838	302,8–335,0	Доломит	10,55	37,49	1,34	0,16	0,08	18,00	26,68
1751	3838	425,0–446,5	Доломит	5,16	41,31	0,89	0,11	0,08	18,50	29,04
1710	3567	399,6–399,8	Доломит	10,81	38,02	1,17	0,46	0,09	17,50	27,38
1711	3567	470,0–476,5	Доломит	5,97	38,02	0,97	0,10	0,15	18,70	28,89
1625	3370	447,0–448,5	Доломит	1,86	41,67	0,87	0,06	0,07	19,44	28,89
1684	1916	215,0	Доломит	30,77	24,29	4,25	1,55	0,25	11,70	18,65
1588	3781	470,1–470,3	Доломит	10,90	33,82	3,28	1,45	0,12	16,00	24,80

Литература

1.*Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2017. Т. 25, № 2. С. 3–26.

2. Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Т.Б. Микерина
КубГУ, Краснодар

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ В АЗОВО-КУБАНСКОМ НЕФТЕГАЗОНОСНОМ БАССЕЙНЕ

По определению В.Т. Фролова геологические земные циклы (ГЦ) в каменной истории Земли могут проявляться с различной интенсивностью или не проявляться совсем. Для четкого выделения геологических циклов или циклитов(ГЦЛ) необходимо высокая степень выраженности, «материализации» в горных породах по какому-то единому признаку [1].

Процессы накопления рассеянного органического вещества(РОВ) в осадочных отложениях тесно связаны с процессами седиментогенеза, которые в каждую определенную эру, эпоху проявляются своими особенностями. Одной из главных задач в при поисках нефти и газа является выявление закономерностей и особенностей распределения рассеянного органического вещества (РОВ) в породах, поскольку характер распределения обогащенных органическим веществом пород обуславливает формирование потенциала нефтематеринских свит и, соответственно, и месторождений нефти и газа.

Для обобщения, анализа и интерпретации использовались результаты геохимического изучения качественного и количественного состава РОВ и его битуминозных компонентов, полученные в течение проведения геолого-разведочных работ на нефть и газ в 1962-2007 гг. в Краснодарском ВНИПИтермнефть (в настоящее время ООО «НК «Роснефть»-НТЦ»).

Изучение содержания рассеянного органического вещества в мезозойских и кайнозойских отложениях в западном регионе Кавказа позволило довольно подробно (более 2100 определений) выделить особенности и закономерности его накопления и распределения. Общее распределение ОВ как в мезозойских и в кайнозойских отложениях обусловлено трансгрессивно-регрессивной цикличностью, в результате которой на общем фоне крупного мегацикла седиментогенеза (по классификации С.Г.Афанасьева и В.Е.Хаина) выделяются трансгрессивно-регрессивные циклы более мелкого порядка [2,3].

На фоне крупного альпийского незавешенного формационного мегацикла седиментогенеза 4-го класса Бертрана выделяются формационные мезо- кайнозойский трансгрессивно-регрессивные макроциклы Филлипса, которые в свою очередь, подразделяются «на крупные (периоды), умереннные (эпохи) и малые (века)» [2].

Далее при более детальном рассмотрении изменения содержания рассеянного ОВ в мезокайнозойских отложениях в мегацикле Филлипса выделяется несколько крупных(период) трансгрессивно-регрессивных циклов более мелкого (пятый класс) порядка: в мезозое – триасовый, юрский и меловой, в кайнозое - палеогеновый и неогеновый (макроциклы д, Аллуа). И, в свою очередь, в триасовом, юрском, меловом, палеогеновом и неогеновом трансгрессивно-регрессивных циклах более мелкого порядка выделяются умеренные(эпохи) еще более мелкие трансгрессивно-регрессивные подциклы, соответствующие отделам (6 класс Стенсона). Малые трансгрессивно-регрессивные циклы, соответствующие векам (ярусам, регионярусам) выделенными в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне связаны с циклами седьмого класса д. Орбиньи. Ряд построенных гистограмм распределения среднего содержания ОВ в системах, отделах, ярусах, подъярусах и свитах мезозойских и кайнозойских отложений Западного Предкавказья позволил выделить геологические циклы седиментогенеза на изученной территории.

Таким образом, история геологического развития территории западного региона Кавказа отражает наличие геологических седиментационных мега-, макро- и микроциклов в развитии Земли и формировании осадочных пород, а также смену режимов седиментогенеза и условий накопления РОВ [4,5].

Каждому геологическому циклу и подциклу седиментогенеза соответствует свой этап нефтегазообразования, выражающийся в особых геолого-геохимических, температурных и др. параметрах, характеризующих различные условия влияния диагенеза и катагенеза на органическое вещество нефтематеринских отложений [6,7].

При сравнении коффициента реализации нефтематеринского потенциала т.е. по интенсивности процессов нефтеобразования, наиболее крупным в мезозое является нижнесреднекелловейский этап (в середине цикла), в кайнозое- верхнеолигоценовый этап (также в середине цикла).

Литература

1. *Фролов В.Т.* Геологические циклы. Циклы как основа мироздания // Пленарные доклады Международных конференций по проблеме циклов природы и общества Издание 1. Изд-во СКГТУ, Ставрополь, 2001. С.277-297

2. *Хаин В.Е* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и её возможные причины Циклы как основа мироздания // Пленарные доклады Международных конференций по проблеме циклов природы и общества Издание 1. Изд-во СКГТУ, Ставрополь, 2001. С.525-538

3. *Афанасьев С.Г.* Циклы Гераклита. Циклы как основа мироздания // Пленарные доклады Международных конференций по проблеме циклов природы и общества Издание 1. Изд-во СКГТУ. Ставрополь. 2001. С.298-320

4. *Микерина Т.Б.* Цикличность накопления органического вещества в кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна (в соавторстве с Н.П. Фадеевой) Вест. Московского гос. Университета им. М.В. Ломоносова, Москва, сер. Геол. № 4. том 68. 2013. С.234-241.
5. *Микерина Т.Б.* Закономерности распределения органического вещества в мезозойских отложениях Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. № 8. С.32-42.
6. *Микерина Т.Б.* Этапы нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западного Кавказа //Геология нефти и газа. Москва., № 2. 2013. С. 61-66.
7. *Микерина Т.Б.* Этапы нефтегазообразования в кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. –2017. № 8. С.11-17.

А.В. Милаш
Воронежский государственный университет, Воронеж

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Изучение пород девона юго-востока Воронежской антеклизы прецизионными методами позволило выделить три ассоциации глинистых минералов: практически мономинеральную каолинитовую, иллит-каолинитовую и каолинит-иллитовую [1].

Первая ассоциация **(I)** связана с алевритово-глинистыми отложениями прибрежных и застойных участков лагун и в меньшей степени с прибрежно-морскими отложениями. Она является практически **мономинеральной каолинитовой**, поскольку на дифрактограммах (рис. 1а) наблюдаются интенсивные рефлексы каолинита и очень слабые иллита 10,0; 4,99; 3,33 Ǻ. Наличие рефлексов типа hkl 4,44 и 4,31 Ǻ у каолинита может свидетельствовать об относительно высокой степени совершенства его кристаллической структуры [2].

На электронно-микроскопических снимках (рис. 1б, в) каолинит представлен таблитчатыми формами и бочонковидными кристаллитами. Вероятно, первые в КВ образовались по слюдам, наследуя их морфологию, вторые – по полевым шпатам и амфиболам при их разрушении и появлении новообразований в результате синтеза.

Кристаллическая структура каолинита этой ассоциации обладает высокой степенью совершенства в тех случаях, когда, он, сформировавшийся в корах выветривания по породам кристаллического фундамента, не испытывал длительной транспортировки и отлагался в лагунах. Здесь благодаря высокому содержанию органического вещества, создавались условия, благоприятные сохранению кристаллической структуры

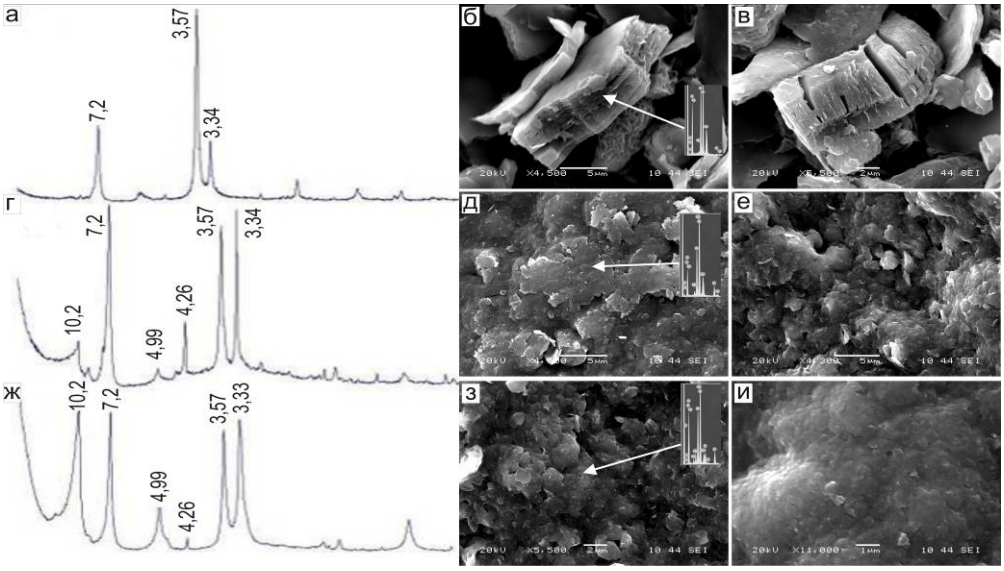


Рисунок. Дифрактограммы и электронно-микроскопические снимки глин различных ассоциаций: а,б,в–первой ассоциации; г,д,е–второй ассоциации; ж,з,и–третьей ассоциации.

каолинита. Неоднократный перемыв приводил к измельчению кристаллитов минералов и разупорядочению его структуры.

Вторая ассоциация **(II)** – **иллит-каолинитовая** характеризуется преобладанием каолинита над иллитом с резко подчиненным количеством монтмориллонита и хлорита. Она приурочена к прибрежно-морским, реже – к мелководно-морским отложениям. На дифрактограммах (рис. 1г) преобладают основные рефлексы каолинита (7,2; 3,57 Å). Вместе с тем присутствуют отражения иллита, кварца, кальцита.

Под электронным микроскопом (рис. 1д, е) видно, что глины представлены таблитчатыми кристаллами каолинита с выщербленными краями и тонкими, часто изогнутыми чешуйками иллита. Каолинит резко преобладает, иногда отмечаются его гексагональные грани и бочонковидные кристаллиты. Часто глинистые минералы образуют смешанные агрегаты и только по микрозондовым анализам можно в какой-то мере судить о содержании каолинита и иллита в породе.

Третья ассоциация **(III)** – **каолинит-иллитовая**, обычная в основном для глинистых отложений мелководно-морских фаций, характеризуется преобладанием иллита над каолинитом. Различия в их содержаниях колеблются от 10–15 % до 50 %. Следует отметить отсутствие рефлексов типа hkl у каолинита, что свидетельствует о разупорядоченной кристаллической структуре минерала, возникающей при дроблении

и измельчении его частиц [3]. Отмечаются незначительные количества хлорита, монтмориллонита и кварца.

На электронно-микроскопических снимках (рис. 1з, и) видны агрегаты, состоящие из частиц, имеющих четкие контуры, и среди которых невозможно отличить иллит и каолинит. По данным микрозондирования усредненный состав глинистой массы одного из агрегатов отличается высоким содержанием кремния при повышенных количествах алюминия, что отвечает каолинит-иллитовому составу глин, точно фиксируемому на дифрактограммах. Это подтверждается и высокими содержаниями калия.

Изучение глинистых отложений девона юго-востока Воронежской антеклизы позволило сделать вывод, что преобладающие минералы на протяжении всего изучаемого временного интервала одинаковы: это каолинит и иллит с малой примесью монтмориллонита и хлорита. Также для изученных отложений характерно присутствие в основном первой и второй ассоциации глинистых минералов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00115

Литература

1. *Милаш А.В.* Минеральный состав и распределение глинистых минералов в живетских и нижнефранских образованиях юго-востока Воронежской антеклизы / А.В. Милаш // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. – Сер.: Геология. – Воронеж. — 2017. — № 2. – С. 34–44.

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

3. *Савко А.Д.* Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы / А.Д. Савко. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1988. – 192с.

А.В. Милаш, А.В. Черешинский

ВГУ, Воронеж

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЯСТРЕБОВСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

На юго-востоке Воронежской антеклизы отложения ястребовской свиты представлены преимущественно песчаниками, в том числе вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми, и аргиллитоподобными глинами, с подчиненными прослоями алевролитов. На большей площади они с размывом залегают на породах старооскольского надгоризонта живетского яруса, перекрыты образованиями чаплыгинской свиты.

Ястребовское время характеризуется преимущественно прибрежно-морским и мелководно-морским осадконакоплением, на юге территории с большим количеством вулканогенного материала. Глубоководность отложений нарастала с юго-запада на северо-восток. Область сноса располагалась на юге и юго-западе исследуемой территории и была сложена интенсивно выветрелыми среднедевонскими осадочными и докембрийскими кристаллическими породами. На фациальной карте и профиле ястребовского времени [1] выделяется ряд зон прибрежной и мелководно-морской частей морского бассейна, а так же переходных зон от морского бассейна к континенту.

Наибольшим распространением по площади и в разрезе пользуются песчаники, среди которых по составу можно выделить три основных типа: слюдисто-кварцевые, олигомиктовые (включая полевошпат-кварцевые) и вулканомиктовые.

Песчаники представлены мелко- и среднезернистыми разностями с глинистым (каолинитовым или иллит-каолинитовым) цементом. Вулканомиктовые разности песчаников распространены в виде прослоев различной мощности довольно широко. Обломочный материал обычно представлен неокатанными зернами кварца, обломками пелитизированых полевых шпатов, туфов основного состава, разноокатанных аргиллитов и песчаников.

Аргиллитоподобные глины распространены в основном в зоне устойчивого мелководья, где вместе с алевролитами почти целиком слагают разрез свиты. В пределах прибрежной равнины они наблюдаются в виде маломощных линз. Глинистый материал в основном представлен каолинитом (до 80 %), иногда в заметных количествах отмечается хлорит.

Центральная часть исследуемой площади на междуречье Дона и Толучеевки характеризуется наличием в разрезе вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород [2]. Эффузивные породы представлены базальтами, установленными в ряде скважин, пробуренных в зоне Новохоперского разлома. Среди вулканогенно-обломочных пород выделяются вулканокластические (туфы, туффиты зеленоцветные и пестроцветные) и вулканогенно-осадочные (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевриты, туфоаргиллиты).

Вулканогенно-обломочные породы распространены в зоне Лосевско-Мамонского разлома и оперяющих его нарушений, где наблюдаются в виде линз среди нормально-осадочных отложений. Для разреза характерно чередование этих пород с нормально-осадочными отложениями – разнозернистыми до грубозернистых песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сформированными в прибрежно-морских условиях слабой, средней и активной гидродинамических сред, а также в условиях распресненных лагун. Значительная роль в разрезах принадлежит вулканомиктовым разновидностям. Местами отчетливо проявляется ритмичное строение разреза.

Для пород ястребовского времени характерно преобладание комплекса устойчивых минералов, как в тяжелой, так и в легкой фракциях. В составе породообразующих минералов повсеместно преобладает кварц. Среди прозрачных минералов тяжелой фракции доминирует циркон, в подчиненном количестве присутствуют турмалин, ставролит, альмандин, рутил и дистен.

Для отложений ястребовской свиты характерно общее увеличение содержания рудных минералов (обычно более 70 %), основную часть которых составляет ильменит, в меньшем количестве содержатся магнетит и хромшпинелид. Это связано с вулканическими эксгаляциями, имевшими место в центральной части исследуемой территории. Также характерно присутствие пикроильменита, одна из разновидностей которого по своему химическому составу может рассматриваться в качестве минерала-спутника алмаза.

Имеющиеся данные по изучению тяжелой фракции отложений ястребовского горизонта позволяют сделать вывод о том, что по мере удаления от междуречья Дона и Хопра (района проявления эксплозивной деятельности) при уменьшении содержания рудных минералов возрастает роль прозрачных. Районы более или менее значительных концентраций рудных минералов ограничиваются, очевидно, побережьем вулканических островов. Самая высокая концентрация ильменита до 260 кг/т характерна для участков локального распространения пород околожерловой фации [3].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00115

Литература

1. *Милаш А.В* Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А.В. Милаш, А.Д. Савко. Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 100. Воронеж: ВГУ, 2017. 131 с.

2. *Канцеров В.А.* Ильменитоносные вулканогенно–осадочные породы верхнего девона юго–востока Воронежской антеклизы / В.А. Канцеров. Автореф. дис. к. г.–м.н. Харьков: ХГУ, 1984. 23 с.

3. *Быков И.Н.* Полезные ископаемые вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород / И.Н. Быков, В.А. Канцеров // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Воронеж, 1989. С. 100–117.

И.И. Никулин
ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург

ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КАК ПРОДУКТОВ ОСТАТОЧНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ)

Детально изучен, впервые обобщён и систематизирован весь фонд информации по литологии, минеральному и химическому составу ранне-фанерозойских железорудных кор выветривания (КВ), развитых на породах железисто-кремнисто-сланцевой формации (ЖКСФ) Курской магнитной аномалии (КМА). Богатые железные руды (БЖР) этих КВ впервые рассмотрены как единый осадочно-элювиальный генетический комплекс. На основе этого решен вопрос одного из научных направлений литологии – генетическая минералогия железорудных комплексов фанерозойского гипергенеза с элементами фациального и стадиального анализов (историко-генетического анализа). В результате историко-генетического анализа разработана геолого-генетическая модель формирования БЖР – продуктов фанерозойского гипергенеза. Выделены четыре основных этапа формирования железных руд в бассейне КМА: 1) долатеритный, 2) латеритный, 3) диагенетический и 4) эпигенетический (рис.).

1. Этап долатеритный. Он включает осадконакопление карбонатного материала и его метаморфизм [1]. Периодически эти породы подвергались выветриванию и метасоматозу. В результате чего произошла дезинтеграция метаморфического гематита до железной слюдки и лептогематита, а силикаты сланцев частично перестроились вплоть до каолинита [2]. В условиях пониженного содержания кислорода в атмосфере окисление магнетита было малозначительным. Мартитизация связана преимущественно с выносом части ионов двухвалентного железа.

2. Латеритный этап начался в фазу наибольшего подъёма местности на территории КМА в раннем карбоне приходится на послетурнейское (елховское) – раннемалиновское время. В открытых условиях преобладают условия выветривания с формированием вертикальной зональности, а в закрытых условиях преобладают метасоматические условия с формированием преимущественно горизонтальной зональности. Морфология КВ, развитых по породам ЖКСФ, обуславливается структурой материнских рудоносных толщ железистых кварцитов, палеотектоническими и палеогеографическими условиями. Итогом чего являются различные минеральные ассоциации [3].

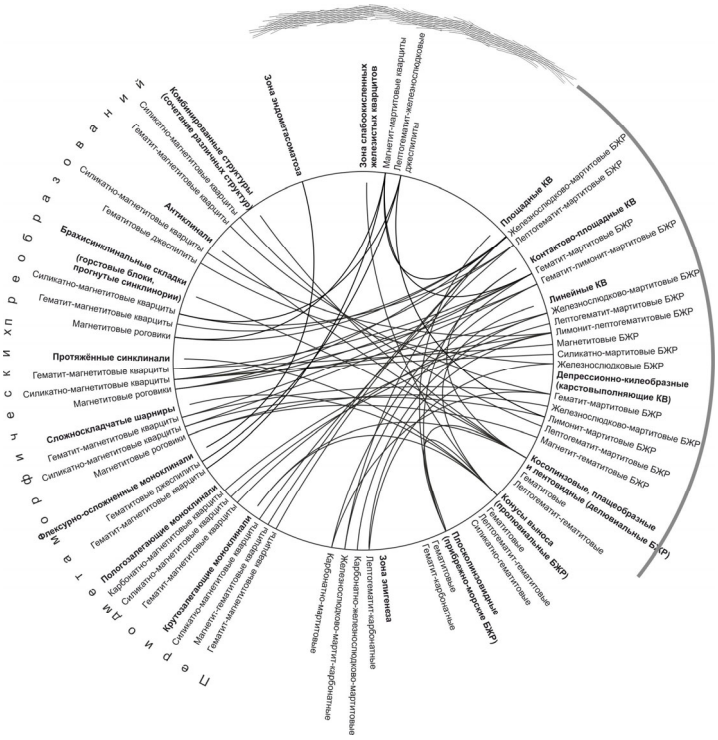


Рисунок. Геолого-генетическая диаграмма богатых железных руд в общем цикле преобразований железистых минералов КМА.

3. Диагенетический этап (средневизейский (послебобриковский)) характеризуется сменой тектонического режима, заключающийся в погружении сильновыветрелых железистых кварцитов, создании гидроморфных условий и начала диагенетических преобразований латеритного покрова, выраженных в бертьеринизации, шамозитизации и сидеритизации железных руд в зоне цементации перед перекрытием её осадками. Эта стадия характеризуется окислительно-восстановительными условиями. Кора выветривания в этот период претерпела значительные изменения в облике, а тектонические и карстовые процессы, проявленные во второй этап, позволили на этом (третьем) этапе сохранить большой объём рудного материала. КВ перекрылось глинисто-карбонатными осадками.

4. Этап эпигенеза и формирования современного облика БЖР. В связи с формированием юго-западного склона палеозойской Воронежской антеклизы после визейского времени вся территория КМА претерпела погружение. В неогене территория КМА вновь стала сушей. Всё это время продолжалась трансформация минерального и химического состава руд, слагающих кору выветривания, и их структурно-текстурного облика (см. рис.).

Литература

1. *Бергман И.А.* Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрия. М.: ВИМС, 2013. 343 с. (Минеральное сырье № 28).
2. *Никулин И.И.* Об условиях образования богатых железных руд Курской магнитной аномалии // Науч. ведомости Белгород. гос. ун–т. Естественные науки, 2016. № 11 (232). Вып. 35. С. 158–164.
3. *Никулин И.И., Савко А.Д.* Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской магнитной аномалии // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун–та. Вып. 85. 2015. 102 с.

И.И. Никулин
ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург

ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ ДЕПРЕССИИ СТЫКА ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОСТИ И ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА (ВИШЕРСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН, ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

С началом неотектонической эпохи (граница палеоген-неогена), вследствие общего понижения базиса эрозии сформировались увалы и понижения за счёт контрастности свойств пород, выходящих на палеоповерхность, к физическому выветриванию. Увалы образовались преимущественно по кварцевым песчано-конгломератовым породам такатинской свиты (D_1tk) нижнего девона (D_1ef) и полюдовской свиты (O_3pl_1) верхнего ордовика, а между ними сформировались депрессии во впадинах карбонатных пород. Закономерное литолого-генетическое и стратиграфическое строение их разрезов является главной особенностью этих депрессий. В нижней части, на палеозойском плотике и развитых по нему мезозойских корах выветривания (КВ), залегают алмазоносные песчанистые неогеновые, аллювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения.

Западная депрессия – отрицательная структура в пределах Колчимской седловинной синклинали, впадина, заполненная обломочным материалом пород ближнего сноса. Она вытянута в субширотном направлении, к югу от Помяненного Камня, за такатинским увалом, отделяющим её от Буркочимской. Депрессия простирается в субширотном направлении на 6 км, вдоль южного склона увала (монаднока) песчаников такатинской свиты. Ширина её варьирует от 700 до 1200 метров. Мощность заполняющих отложений до 50 м. С запада и востока она ограничивается тектоническими разломами, которые в настоящее время трассируются долинами рек, на западе - р. Буркочим, на востоке – ручьем Светлый. Северной

границей депрессии является подножие монаднока, образованного песчаниками такатинской свиты. Разрез рыхлых отложений Западной депрессии имеет четко выраженное слоистое строение. Ложе депрессии имеет корытообразную, с уплощенным днищем, форму и сложено карбонатными породами в диапазоне от нижнего-среднего девона до нижнего карбона. Амплитуда между бортами и межслоевыми шовными зонами, наиболее глубокими участками ложа депрессии, превышает 40 м. Выположенные участки бортов чередуются с почти отвесными, перепад высот 10 м и более.

Западное ответвление на юге Волынско-Колчимской депрессии, в верховьях реки Буркочим (правого притока р. Вижаиха) является самостоятельным геологическим объектом - Буркочимская депрессия. Ранее выделялась в составе Больше-Колчимской депрессии, в верховьях р. Большой Колчим. Буркочимская депрессия примыкает с юга и юго-востока к хребту Помяненный камень (северный борт депрессии), образуя небольшой предгорный прогиб. Южный борт ограничен такатинским увалом. С тектонической позиции – это фронтальная часть Колчимского надвига северо-западной экспозиции, с оперяющими его разломами, где обнаруживается точка тройного сочленения древних (рифейских) и палеозойских (ордовик и силур) пород. В пределах Волынского участка Колчимско-Волынская депрессия простирается в субмеридианальном направлении, перекрывая Колчимскую седловинную синклиналь, разделяющую Колчимскую и Тулым-Парминскую антиклинали. В южной своей части депрессия сопрягается с выходом на дневную поверхность алмазоносной такатинской свиты и меняет направление на субширотное, согласно простиранию монаднока, сложенного породами такатинской свиты.

Плотик центральной части депрессии слагают карбонатные породы палеозоя; северный и северо-восточный борт – карбонатные породы низьвенской и деминской свит верхнего рифея; южный борт – дезинтегрированные породы такатинской свиты нижнего девона.

По гранулометрическому составу фракции +8 мм отложения мало отличаются (рис.). Основное различие наблюдается в глинисто-алевритистой части. Общая минералогическая ассоциация отложений в депрессиях – лейкоксен-турмалин-фосфатная с монацитом и хромшпинелидом. Алмазы являются типичными уральскими алмазами со средней массой 114,4 мг для Буркочимской депрессии и 116,92 мг для Западной депрессии. Средняя масса для отложений обоих депрессий – 115,5 мг. Наиболее распространенный класс крупности алмазов -8+4 мм по массе характерен для Буркочимской депрессии и примерно равный класс крупности -8+4 – -4+2мм по массе – для Западной депрессии и наиболее распространенный класс по количеству -4+2 мм, то есть алмазы Западной депрессии меньше по размеру (см. рис.).

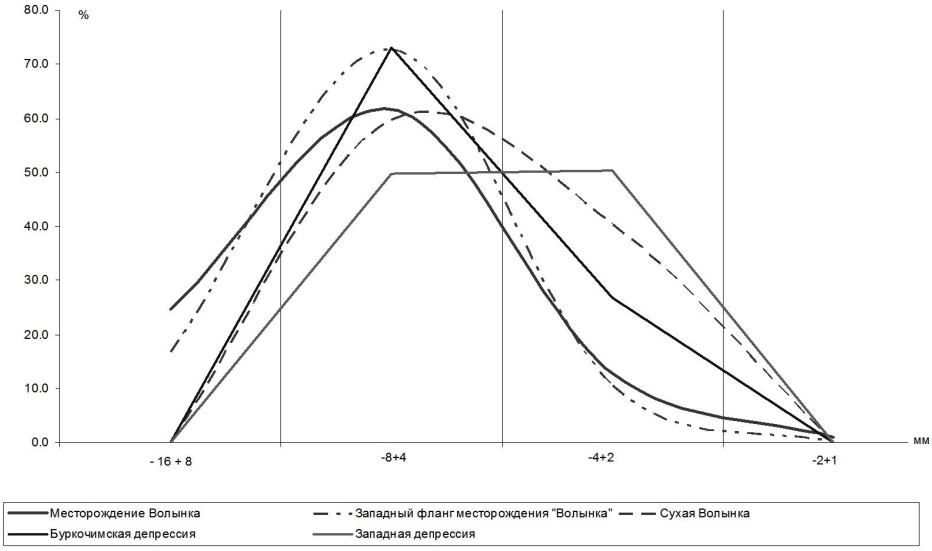


Рисунок. Сравнительный гранулометрический состав алмазов (145 знаков) депрессий с наиболее известными россыпными месторождениями.

М.В. Платонов
СПбГУ, Санкт-Петербург

АНАЛИЗ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КАК МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Терригенные минералы тяжёлой фракции являются традиционным объектом изучения при исследовании обломочных отложений. Их набор отражает состав пород областей питания, условия осадконакопления, тектонический режим, климат и другие факторы геологической среды. Информативность минералов тяжёлой фракций может быть различной вследствие различия их физико-механических свойств, количества минеральных видов, применяемых методик.

Результатом исследования часто становится выделение терригенно-минералогических провинций (ТМП) по ведущим ассоциациям тяжёлых минералов, которые связывают с источниками сноса терригенного материала [1]. Но, вследствие различной плотности минералов тяжёлой фракции, варьирующей в широком диапазоне, они в разной степени подвержены гидродинамическому воздействию или обладают сильно различающейся гидродинамической устойчивостью [2]. Именно поэтому в динамически активных средах происходит трансформация тяжёлой фракции,

что не позволяет корректно определить ТМП. Помимо динамики среды осадконакопления на трансформацию терригенно-минералогических ассоциаций (ТМА) оказывает влияние климат, а для древних пород и процессы эпигенетического растворения зерен. Поэтому при выделении ТМП не следует опираться только на ТМА, безусловно, наследующие состав коренных пород, но претерпевающие изменения в ходе седиментогенеза.

Вышеизложенные особенности поведения минералов тяжелой фракции отмечались нами при исследованиях современных песков Финского залива, реки Невы, Ладожского озера и кембро-ордовикских песчаных отложений Ленинградской области, одна из задач которых заключалась в определении пород источников сноса, а другая в выявлении факторов седиментогенеза, формирующих ТМА.

При исследованиях в первую очередь были выделены ТМА, многочисленные и разнообразные для современных отложений с гранатами, амфиболами, рудными, эпидотом, биотитом в качестве ведущих минералов и бедные для древних пород с цирконом, ильменитом, лейкоксеном.

Для выявления парагенетических ассоциаций минералов, связанных с влиянием того или иного фактора седиментогенеза или эпигенеза, для всего массива данных был применен факторный анализ. Такой подход позволяет выделить группы минералов, объединённых общностью происхождения и/или общностью поведения в осадочном процессе, выраженную через количественные структурные и минеральные характеристики, что в общем позволяет раскрыть природу ТМА. Сходные результаты также дает обработка данных методом многократных корреляций [3], которая успешно применяется и для группирования минералов [4].

С помощью указанных методик была выявлена связь и первостепенное влияние гидродинамического режима акваторий на формирование ТМА современных песков. Для древних толщ, обладающих высокой структурно-минералогической зрелостью, было показано, что относительные содержания циркона и ильменита с лейкоксеном контролируются гранулометрическим составом песков. Вероятно, вызревание песков в ходе седиментогенеза прошло настолько глубоко, что циркон и ильменит с лейкоксеном заняли определенную структурную позицию по отношению к распределению по размерам кварцевых зерен.

Зависимость минеральных ассоциаций от гидродинамики бассейна позволяет выявить области с высокой и низкой активностью седиментационных процессов. Для количественного выражения степени этой активности служат фациально-динамические коэффициенты [2], представляющие отношение гидродинамически наименее устойчивых минералов к наиболее устойчивым. В нашем случае для современных

осадков это отношение сумм амфиболов и слюд к гранатам, циркону, ильмениту, магнетиту, значения которого увеличиваются в неволновых спокойных зонах (>2).

Для выделения ТМП во избежание влияния гидродинамического фактора можно использовать сравнение видового состава отдельно минералов с плотностью 2,85-3,5 г/см^3 и >4 г/см^3.

Оценить сходство или различие источников питания также возможно при использовании петрофондовых коэффициентов [2]. Последние представляют собой соотношение содержаний минералов, обладающих одинаковыми физико-механическими свойствами и гидродинамической устойчивостью, которое существовало в породах областей питания и, видимо, не изменяется в условиях седиментогенеза.

Для современных песков были использованы отношения эпидот к турмалину, альмандина к сумме ильменита, магнетита и др., значения которых имеют закономерное распределение по площади акваторий. Для древних пород – рутила к анатазу, турмалина к индиголиту.

И последнее, на состав пород источников сноса могут указывать минералы-индикаторы. Такими для современных песков являются гастингсит и куммингтонит, для кембро-ордовикской толщи – индиголит.

Таким образом, представленный подход к анализу ТМА позволяет разделить влияние факторов их формирующих, выделить ТМП и выявить особенности формирования отложений

Литература

1. *Батурин В.П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку – Москва: АзОНТИ, 1937. 292 с.

2. *Бергер М.Г.* Терригенная минералогия. Москва: Недра, 1986. 227 с.

3. *Бурков Ю.К., Певзнер В.С., Македон И.Д. и др.* Математическая обработка геохимических данных с целью моделирования строения и генезиса осадочных толщ при проведении региональных геологических исследований. Методические рекомендации. Санкт-Петербург, 1992. 70 с.

4. *Окнова Н.С.* Опыт применения многократной корреляции для обработки данных минералогии // Тр. ВНИГРИ. 1972. Вып. 311. С. 50-56.

Е.С. Пономаренко
Институт геологии имени акад. Н.П. Юшкина КомиНЦ УрО РАН

ДВА ТИПА РАННЕДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ЦЕМЕНТОВ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКОГО РИФА ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Важные постседиментационные процессы, действующие на карбонатные осадки, представлены микритизацией, растворением, цементацией, доломитизацией, окремнением и др. Изучение современных цементов позволяет рассматривать их как ключ к распознаванию диагенетических сред. Ранняя цементация широко развита в рифогенных карбонатах, что позволяет реконструировать не только условия литогенеза, но также химизм вод и палеогеографические условия. В строении верхнесилурийского рифа Илыч (Северный Урал) автором предварительно выделено два типа раннедиагенетических цементов. Это органогенное сооружение широко известно благодаря работам А.И. Антошкиной [1]. Раннедиагенетические карбонатные цементы здесь инкрустируют межкаркасные полости (рис. А) и слагают мощные (до 10 см) крустификационные корочки на обломках внутририфовых конглобрекчий. Среди этих цементов выделяются радиально-фибровые (radial-fibrous) и фасцикулярно-оптические (fascicular-optic) типы, относящиеся к группе радиаксиально-фибровых (radiaxial-fibrous).

Радиально-фибровые кальцитовые цементы состоят из мутных кристаллов с преимущественно прямым погасанием [4]. Их размеры могут достигать 0.5 мм в длину при ширине до 0.1 мм. Этот тип цементов образует корки в нижней части межкаркасных полостей (рис. Б), а также в нижней части участков с конглобрекчиями.

Фасцикулярно-оптические цементы сложены кристаллами кальцита с расходящимися субкристаллами, из-за чего проявляется характерное волнистое погасание. Такое погасание интерпретируется как неоморфное замещение кальцитом радиальных «пучков» игольчатого магнезиального кальцита [2]. Фасцикулярно-оптический кальцит, как правило, залечивает верхнюю часть межкаркасных полостей (рис. Б) и встречается в верхней части участков конглобрекчий. Интересно отметить, что в последнем случае под цементами обломки известняков иногда доломитизированы (рис. Г). В межкаркасных полостях эти цементы иногда проявляются в виде микросталактитов (рис. В) до 1.0 мм размером.

Радиаксиально-фибровые цементы являются важными компонентами многих палеозойских и мезозойских рифовых и предрифовых известняков, а также известны из бичроков и крупных пустот [2]. Они, как правило, интерпретируются как

синседиментационные и мелкопогребенные морские цементы [3]. Радиально-фибровые цементы рифа Илыч не противоречат такой интерпретации. Однако, «поведение» фасцикулярно-оптического кальцита в межкаркасных полостях, иногда представленного как микросталактиты, позволяет отнести эти цементы к гравитационным – образованным выше поверхности вод [2]. Это подтверждается находками натечных фасцикулярно-оптических кальцитов в современных пещерах [5].

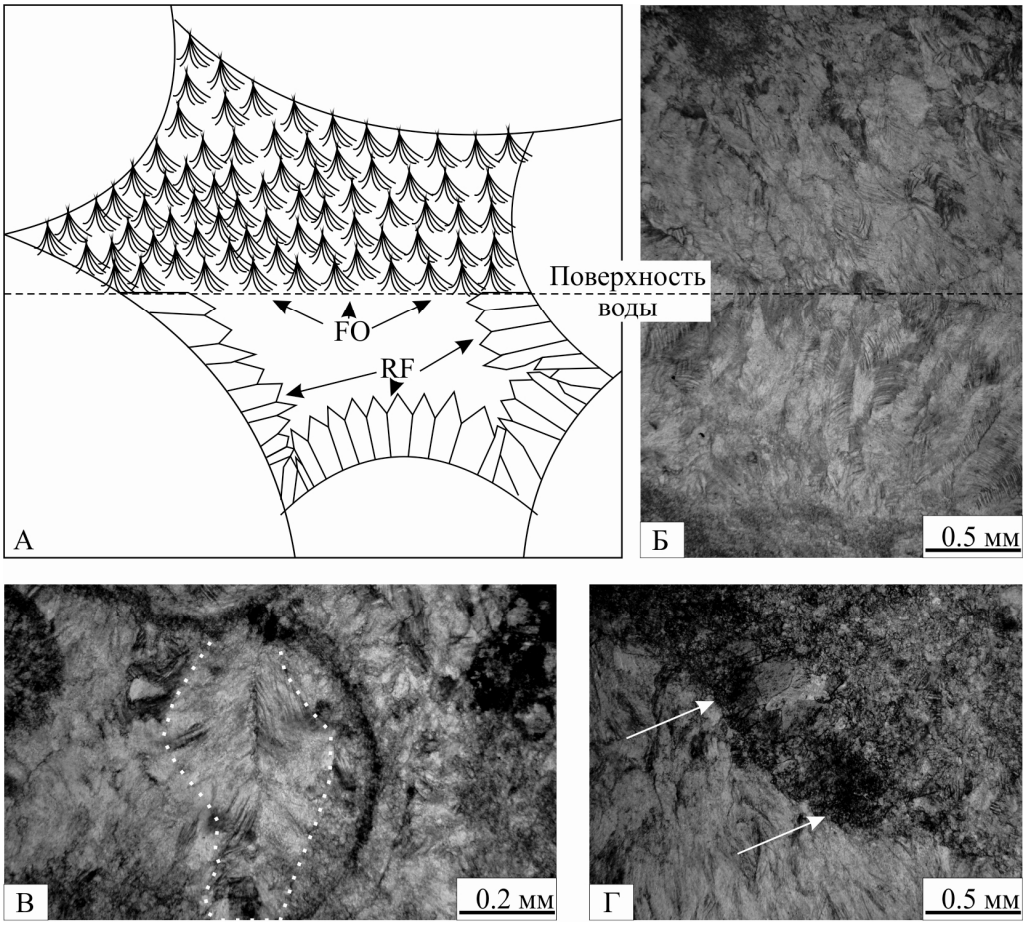


Рисунок. Раннедиагенетические цементы рифа Илыч. **А.** Схематическая зарисовка внутреннего строения межкаркасных полостей (без масштаба). FO – фасцикулярно-оптический кальцит; RF – радиально-фибровый кальцит. **Б.** Радиально-фибровый (внизу) и фасцикулярно-оптический (вверху) цементы, заполняющие межкаркасную полость. Шлиф 111т/6с. **В.** Микросталактит из фасцикулярно-оптического цемента. Подчеркнут белым пунктиром. Шлиф 111с/9. **Г.** Доломитизация края обломка (стрелки) рифового известняка в участках развития конглобрекчий, крустифицированных фасцикулярно-оптическим кальцитом. Шлиф 111и/18.

Таким образом, два типа выделенных раннедиагенетических цементов рифа Илыч свидетельствуют о цементации межкаркасных полостей и обломочных участков частично в морских водных условиях, а частично – в субаэральной среде. В свою очередь, широкое развитие фасцикулярно-оптических цементов свидетельствует об очень частых выводах рифового тела выше уровня моря.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект №18-5-5-31.

Литература

1. *Антошкина А.И.* Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. *Flügel. E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag. 2004. 976 p.
3. *Halley R.B., Scholle P.A.* Radiaxial fibrous calcite as early-burial, open-system cement: isotopic evidence from Permian to China. // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1985. V. 69, P. 261.
4. *Kendall A.C.* Radiaxial fibrous calcite: a reappraisal // Carbonate cements / Ed. by N. Schneidermann and P.M. Harris. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 1985. V. 36, P. 59-77,
5. *Richter D.K., Immenhauser A., Neuser R.D., Mangini A.* Radiaxial-fibrous and fascicular-optic Mg-calcitic cave cements: a characterization using electron backscattered diffraction (EBSD) // Internation Journal of Speleology, 2015. V. 44, №1. P. 91-98.

В.И. Попков
Кубанский государственный университет, Краснодар

ГЕНЕЗИС И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ПЕСЧАНОМЫССКО-РАКУШЕЧНОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

Выполненное детальное изучение состава и условий образования палеозойских толщ Южно-Мангышлакского прогиба дало возможность выделить в составе фундамента два структурных яруса: 1) комплекс пород, подвергшихся интенсивным деформациям и метаморфизованных на зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, прорванных в пределах выступов гранитоидными интрузиями заключительных этапов варисского тектогенеза и 2) относительно слабо метаморфизованный (стадии глубокого катагенеза и метагенеза, реже – начальные стадии зеленосланцевого метаморфизма) комплекс нижних моласс [1-4].

Осадочный комплекс верхнего структурного яруса палеозойского фундамента вскрыт скважинами площадей Северо-Ракушечная и Ракушечномысская, пробуренными в южной части Песчаномысско-Ракушечной зоне поднятий и на площадях Северо-Западный Жетыбай, Тарлы-Куйжак, Западный Жетыбай, Жетыбай, Придорожная, Саукудук, Южный Жетыбай, Бектурлы, Баканд, расположенных в зоне сочленения Жетыбай-Узеньской тектонической ступени с Жазгурлинской депрессией.

Важное значение для познания геологической истории региона на доплитном этапе имеет грауваккo-аркозовая толща, вскрытая глубокими скважинами в пределах Ракушечного мыса (площади Северо-Ракушечная и Ракушечномысская, скважины 6, 8, 12, 13, 15, 17, 18). Толща достаточно интенсивно дислоцирована: углы падения слоев, замеренные по керну, колеблются в широких пределах, достигая 30 – 40^0, а в отдельных случаях – 60^0. Заметим, что перекрывающие их мезозойские отложения залегают субгоризонтально. Максимальная вскрытая мощность 140 м (скв. Северо-Ракушечняя-12). По геофизическим данным мощность толщи может быть оценена не менее чем в 500 м.

Разрез сложен терригенными породами, в составе которых ведущую роль играет грубообломочный материал грауваккового и грауваккo-аркозового состава. Макроскопически это крепкие плотные крупно- и грубозернистые песчаники, гравелитовые прослои мелкогалечного конгломерата серого, темно-серого цвета, реже с красноватым оттенком.

Под микроскопом граувакки (литокластические граувакки по В.Д. Шутову) имеют вид «микробрекчии», сложенной удлиненными щепковидными обломками слабометаморфизованных пород – серицитовых, серицит-хлоритовых, кварцево-слюдяных сланцев, а также кварцитов. Меньше распространены зерна кварца, имеющие остроугольную форму, полевых шпатов (олигоклаз, альбит). Изредка встречаются обломки диабаза, кремнистых пород, криноидей. Обломочная слюда представлена биотитом и мусковитом. Вся кластическая часть погружена в пастообразную массу (матрикс), представляющую собой тонкодисперсный агрегат глинисто-кварцевого состава и составляющий иногда 30 – 40 % объема породы.

Аркозовые и субаркозовые песчаники также в большинстве случаев крупнозернистые, иногда с примесью гравийной фракции. Сортировка обломков плохая, зерна полевых шпатов и кварца плохо окатаны, часть из них имеет остроугольную форму. Полевые шпаты свежие или слабо серицитизированные. Отмечены зерна плагиоклаза с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой гранитоидной породы.

В скв. Северо-Ракушечная-8 поднят песчаник мелко-среднезернистый, существенно кварцевый. Кварцевые зерна зачастую удлиненной формы, т.е. исходные

породы, за счет которых они образовались – метаморфические. Однако из-за интенсивной вторичной кальцитизации псаммитовая структура породы видна лишь в реликтах. Скопления кальцита достигают 2 мм. Между ними располагаются линзы с каолинитом, что может указывать на перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся процессами выветривания. Породы претерпели значительные постдиагенетические преобразования (глубокий катагенез – метагенез), выразившиеся в образовании конформационных и инкорпорационных структур, зерна кварца подверглись рекристаллизационно-грануляционному бластезу, широко развит регенерационный кварцевый цемент.

Формационные особенности этого комплекса пород, его значительная дислоцированность, высокая степень литогенетических преобразований, нехарактерная для вышележащих мезозойских отложений, все это позволяет рассматривать данные образования в качестве нижней молассы и соответственно включить в состав фундамента платформы [5]. Палеонтологически они не охарактеризованы. Положение их в разрезе (ниже заведомо нижнетриасовых отложений), присутствие в обломках продуктов разрушения гранитов, возраст которых на Оймашинской площади определен как каменноугольный [1], позволяют предполагать позднепалеозойский (позднекаменноугольно-раннепермский?) их возраст. Кроме того, в триасовой нефти Северо-Ракушечного месторождения содержится комплекс миоспор и акритарх перми и карбона при отсутствии подобных форм во вмещающих нефть отложениях, что может указывать на привнос их флюидами из подстилающих отложений. Последнее также в какой-то степени подтверждает правомерность сделанного выше предположения.

Литература

1. *Попков В.И., Япаскурт О.В*. К строению фундамента Мангышлака // Доклады АН СССР. 1982. т. 262. № 2. С. 423–425.

2. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1986. № 5. С. 135–143.

3. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А*. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология 1985. № 9. С. 106–113.

4. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1989. № 10. С. 125–128.

5. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Клычников А.В.* Доюрские образования Песчаномысско-Ракушечной зоны Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отделение геологии. Вып. 4. Т. 59. 1984. С. 95–101.

В.И. Попков, И.В. Попков
Кубанский государственный университет, Краснодар

ПАЛЕОЗОЙ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Большая часть территории Скифско-Туранской плиты сформирована на месте складчатой области, возникшей из Палеотетиса, история образования которого в начальные его периоды еще далеко не ясна и трактуется по-разному [1-3]. Одни исследователи связывают формирование Палеотетиса с деструкцией нормальной континентальной коры, другие – с рифтогенезом в субконтинентальней коре, разделяющей древние платформы, либо с усилением спрединга в пределах океанического Прототетиса и его окраин. В последнем случае Палеотетис рассматривается как преимущественно унаследованная структура северной части Прототетиса. Время его возникновения окончательно не установлено и оценивается от позднего рифея до начала ордовика.

Расширение и углубление Палеотетиса продолжалось до силурийского и девонского периодов, но уже в середине силурийского времени отмечаются первые складчатые движения, в результате которых формировались массивы гранитно-метаморфического слоя. Дальнейшая дифференциация тектонических условий в Палеотетисе происходит в девоне. Структуры типа островных дуг среднего палеозоя установлены в Альпах, на Балканском п-ове и Кавказе.

В среднем палеозое в краевых и внутренних морях накапливались терригенно-сланцевые и карбонатные формации, вскрытые скважинами во многих районах [2-5], что позволяет говорить о существовании в середине палеозоя зоны с корой переходного типа.

Более интенсивные процессы сжатия и скучивания горных пород в Палеотетисе происходят в карбоне. В этот период отмечается гранитизация антиклинорных зон. Растущие острова новообразованной коры поставляют обломочный материал, накапливающийся в карбоне – ранней перми в морских водоемах (комплекс нижних моласс).

К началу поздней перми в основном завершилось формирование новой континентальной коры (фундамента), и в Предкавказье и Закаспии устанавливается новый тектонический режим – тафрогенный (переходный).

Степень литогенеза пород, слагающих фундамент, колеблется от глубоких стадий катагенеза, до метагенеза и зеленосланцевых фаций регионального

метаморфизма, поэтому первичные фильтрационно-емкостные свойства пород практически полностью утрачены. Степень катагенеза РОВ достигает антрацитовой стадии. Следовательно, залежи УВ в палеозойских толщах эпигенетичны и связаны с зонами развития вторичных коллекторов [6]. Наиболее благоприятные условия для аккумуляции УВ в породах фундамента существуют в пределах погребенных выступов, которые длительный период времени подвергались эрозии и выветриванию.

Коллекторские свойства пород определяются в большинстве случаев вторичными процессами: новейшей трещиноватостью, выщелачиванием, выветриванием, растворением и т.д., а интенсивность их проявления при прочих равных условиях во многом зависит от исходного литологического состава отложений, входящих в фундамент [7, 8].

Карбонатные породы при этом более благоприятны в отношении нефтегазоносности, чем изверженные или метаморфизованные терригенные разности. Морфология резервуаров, как показывает практика, отличается высокой сложностью, а дебиты скважин колеблются в широких пределах. Поэтому одна из первоочередных задач – отработка методики прогнозирования зон развития вторичных коллекторов.

Особым объектом геологоразведочных работ могут стать поднадвиговые зоны, обнаруженные недавно в палеозойском разрезе молодой платформы [9].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-05-00013.

Литература

1. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.

2. *Летавин. А.И.* Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1987. 152 с.

3. *Попков В.И.* Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992. 148 с.

4. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология 1985. № 9. С. 106–113.

5. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1989. № 10. С. 125–128.

6. *Попков В.И., Демидов А.А.* О коллекторах в палеозойских толщах Южного Мангышлака // Породы-коллекторы и миграция нефти. М: ИГиРГИ, 1988. С. 59–62.

7. *Попков В.И.* Нефтегазоносность фундамента Скифско-Туранской платформы // Геологія і геохімія горючих копалин // Геологія і геохімія горючих копалин. 2017. № 1–2 (170–171). С. 202–203.

8. *Попков В.И.* Модель резервуара залежи УВ в гранитном массиве месторождения Оймаша и перспективы поисков новых скоплений нефти и газа в фундаменте Скифко-Туранской платформы прогиба // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017. Сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции). Ответственный редактор А.В. Ступакова. М.: МГУ, 2017. С. 273-278.

9. *Попков В.И., Попков И.В.* Предскифийский краевой прогиб - новый нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2011. № 16. С. 84-86.

А.В. Постников, О.В. Постникова, Е.К. Идрисова
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва

СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР РАЗВИТИЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРАХ

Эволюция процессов аутигенного минералообразования требует наличия в породах открытого пустотного пространства и фильтрационной системы. Поэтому, структура емкостного пространства осадочных пород вообще и, в частности, слагающих нефтегазоносные комплексы, играет важнейшую роль в контроле процессов литогенеза. На стадии диа- и катагенеза пустотное пространство подвергается значительному преобразованию, тем более интенсивному, чем более проницаемым оно было на стадии седиментогенеза.

В соответствии с современными представлениями в фильтрационно-емкостной системе природных резервуаров нефти и газа выделяются 4 иерархических уровня, определяемых и минеральным составом, структурой, текстурой пород и организацией породных ассоциаций.

К микроуровню относятся пустоты размером менее 0,01 мм, конфигурация которых определяется соотношением минеральных зерен. Этот тип пустотного пространства диагностируется в карбонатных, глинистых и частично в обломочных породах. В породах, характеризующихся наличием только микропиростости, развитие процессов аутигенного минералообразования весьма локализовано и целом слабо развито.

Ячеистая структура пустотного пространства глинистых пород по мере их уплотнения трансформируется в щелевидную. При этом происходит преобразование глинистых минералов, которые могут являться своеобразными донорами минеральных преобразований вмещающих пород. В обломочных терригенных породах пустоты микроуровня возникают в результате процессов растворения в зернах калиевых полевых шпатов, синхронно с которыми развивается каолинизация межзерновых пор. Этот процесс наиболее характерен для полимиктовых пород. При этом в мономинеральных обломочных породах, для которых характерны процессы растворения и регенерации кварца, образование слоистых силикатов в поровом

пространстве незначительно. В карбонатных породах микропористое пространство представлено преимущественно межкристаллическими структурами, приуроченными к микритовой карбонатной массе, в основном цианобактериального генезиса.

Следующим иерархическим уровнем являются пустоты мезоуровня, размер которых составляет от 0,01 мм до нескольких десятков мм. Этот тип пустот, как правило, лучше всего изучен, так как размеры позволяют их изучать с помощью оптической микроскопии и, кроме того, именно они имеют наибольшее практическое значение в природных резервуарах, так как обеспечивают извлечение флюидов. Эта система пустот наиболее благоприятна для развития интенсивного аутигенного минералообразования. Оно широко распространено в карбонатных и терригенных породах.

Геохимическая система минералообразования в терригенных и карбонатных породах существенно отличается. В терригенных породах она может быть как закрытой, так и открытой, различаться по окислительно-восстановительным характеристикам и быть очень разнообразной по элементному составу. Для геохимической системы карбонатных пород характерна однородность по элементному составу, но значительная дифференциация в концентрации поровых растворов. Смена химического состава фильтрующихся через мезопустоты флюидов часто приводит к радикальному изменению минерального состава и структуры.

В карбонатных породах эти процессы зачастую приводят к коренному преобразованию первичной структуры пустотного пространства вплоть до практически полного его уничтожения на мезоуровне. Наряду с порами размером менее одного миллиметра в карбонатных породах могут существовать значительно более крупные пустоты – каверны, фильтрация, а соответственно, и минералообразование в которых может приобретать катастрофические масштабы.

Макроуровень характеризует неоднородность распространения фильтрационно-емкостного пространства в пределах породных ассоциаций различного типа таких, как пачка, циклит, сиквенс, пласт. Фильтрация флюидов на этом иерархическом уровне во многом определяется текстурой породы и ее пустотным пространством и часто обуславливает возникновение макронеоднородностей продуктивных пластов.

Для макроуровня наиболее значительную роль будут играть процессы, связанные с формированием макротрещиноватости, которая может обеспечить объединение различных геохимических систем, интенсивную фильтрацию флюидов, и, соответственно, вызывать возникновение зон аномального минералообразования.

Для крупных резервуаров может быть выделен более высокий иерархический уровень – мегауровень фильтрационно-емкостной системы. В частности, этот уровень

будет определять различия процессов минералообразования в газо-, нефте- и водонасыщенных частях резервуара, в особенности на их контактах.

Сочетание в осадочных комплексах иерархически разноуровневого фильтрационно-емкостного пространства во многом определяет интенсивность и направленность процессов литогенеза, которые могут коренным образом преобразовать исходную геологическую неоднородность природного резервуара, возникающую на стадии седиментогенеза.

О.В. Постникова, Е.С. Изъюрова, А.Д. Изъюров
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва

СТАДИЙНОСТЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПРОДУКТИВНЫХ НИЖНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Отложения нижнего венда Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) характеризуются широким разнообразием комплексов минералов, включающих типичные для осадочных терригенных пород, а также минералы, формирующиеся в результате многостадийной эволюции разнообразных процессов минералообразования. Одним из главных эпигенетических процессов, широко распространенных в нижневендских терригенных отложениях НБА, является регенерация зерен кварца, которая была массовой и многостадийной. В отдельных интервалах разреза широко распространены процессы регенерации зерен калиевых полевых шпатов (КПШ) и зерен турмалина – явление достаточно редкое для осадочных разрезов. В нижневендских терригенных отложениях НБА активно проявляются процессы перекристаллизации зерен кварца, а также их стресс-коррозии. В них отмечаются микроструктуры бластеза обломочного кварца преимущественно рекристаллизационно-гранулярного типа, затрагивающего регенерационные каемки зерен [1]. Для терригенных отложений НБА характерно массовое развитие вторичной цементации порового пространства, которая проявляется в последовательной смене регенерационного цемента (кварцевого или калишпатового) на карбонатный, сульфатный и галитовый.

В ряде разрезов нижневендских отложений НБА отмечаются зоны с достаточно интенсивным развитием тектонических трещин различной раскрытости и направленности. Изучение минерального выполнения стенок трещин проводилось с помощью методов стереомикроскопии, растровой электронной микроскопии, рентгенофазового анализа и микрорентгеноспектрального анализа. В результате

исследований установлено, что стенки трещин последовательно минерализованы кристаллами: кальцита (железомагнезиального кальцита, магнезита, реже доломита), халькопирита, пирита, сфалерита, кубоаргирита, родохрозита, ангидрита, целестина и барита. К наиболее поздней стадии минерализации трещин относится образование кристаллов галита [2]. В околотрещинных зонах выявлены такие нетипичные для осадочных пород минералы, как бернессит, флогопит, диккит, весцелиит, анатаз, пирит с примесью соединений мышьяка и цеолиты (анальцим, ломонтит) [3]. Спецификой отложений является часто встречаемые оксиды титана. В породах отмечается лейкоксенизация, а также значительное количество вновь образованных кристаллов анатаза на стенках пор и трещин.

Нижневендские отложения восточного склона НБА представлены набором породообразующих минералов, источником которых стали магматические и метаморфические образования фундамента. Диагностировать в породах раннего венда диагенетический парагенез минералов весьма проблематично, в связи с их высокой вторичной преобразованностью. Для ранних стадий катагенеза стадиального погружения характерно появление первых каемок регенерации зерен кварца и образование конформных контактов, появление пирита, хлоритизация, а также пелитизация КПШ. Для стадии позднего катагенеза стадиального погружения в исследуемых породах характерна парагенетическая минеральная ассоциация, включающая кварц, халцедон, каолинит, ломонтит, гидрослюды политипа $2M_1$, смешаннослойные (реликты), хлорит 14Å, анатаз, рутил, лейкоксен, турмалин, кальцит, появление следов стресс-коррозии: полосок Бема, новообразованных инкорпорационных, микростилолитовых микроструктур, сопровождающихся явлением катаклаза, шиповидные структуры врастания слюд и хлоритов в кварцевые и полевошпатовые зерна, а также регенерация турмалина. Для ранних стадий метагенеза динамотермальной активации характерно появление диккита и рекристаллизационно-гранулярных бластовых структур обломочных зерен кварца [4]. Наиболее ярко процессы локального температурного разогрева проявлены в глинистых породах, первично обогащенных ОВ, в которых развиваются радиально-лучистые агрегаты графита. Этот процесс может быть связан с контактовым метаморфизмом в зонах контакта с крупными трапповыми интрузиями. В это же время могла проявиться парагенетическая ассоциация галита и сильвина, связанная с просачиванием рапы из вышележащих соленосных отложений. Наиболее поздние преобразования пород проявились на стадии локальных наложенных катакластического и гидротермально-метасоматического литогенезов с периодической сменой режимов кислотности-щелочности растворов.

Таким образом, стадийность проявления вторичных процессов минералообразования в продуктивных нижневендских отложениях восточного склона НБА выражена в смене парагенезов минералов, сформировавшихся на стадиях регионального фонового (стадиального) литогенеза погружения – диагенеза, раннего и позднего катагенеза, а также вследствие сложного сочетания локальных наложенных типов литогенеза – катакластического, гидротермально-метасоматического и динамотермальной активации. Локальные наложенные процессы могли сопровождать эпоху траппового магматизма пермо-триасового возраста. Следует отметить, что, несмотря на локальность проявления, гидротермальные процессы имеют регионально выдержанные характеристики.

Литература

1. *Япаскурт О.В*. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования / О.В. Япаскурт. – М.: ЭСЛАН, 2008. – 356с.
2. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д.* Зональное изменение терригенных пород при эпигенезе, начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов. – Изд-во Львов ун-та, 1956. – С. 452—467.
3. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.
4. *Япаскурт О.В*. Стадиальный анализ литогенеза / О.В. Япаскурт. – М., 1995. – 142 с.

О.В. Постникова, Н.К. Кулагина, Ю.А. Духненко, А.С. Кузнецов
РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва

АУТИГЕННАЯ КАЛИШПАТИЗАЦИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Промышленная нефтегазоносность отложений оскобинской свиты венда доказана открытием крупных залежей углеводородов в пределах Оморинской, Камовской, Юрубчено-Тохомской, Ильбокичской площадей, расположенных в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы и зоны Ангарских складок юго-западной части Сибирской платформы [1]. Продуктивность пород оскобинской свиты в значительной степени контролируется литологическим фактором, действие которого определяется многообразием фациальных обстановок осадконакопления, а также интенсивностью и разнонаправленностью вторичных изменений [2].

Породы-коллекторы оскобинской свиты венда представлены песчаниками разнозернистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками средне-мелкозернистыми алевритистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками мелкозернистыми с сульфатно-карбонатным цементом; песчаниками мелкозернистыми алевритовыми с сульфатно-карбонатным цементом; алевролитами с сульфатно-карбонатным цементом; алевролитами карбонатно-глинистыми.

В породах-коллекторах оскобинской свиты значительное влияние на фильтрационно-емкостные характеристики пород оказало аутигенное минералообразование. Пустотное пространство активно заполняется аутигенными кристаллами кварца и ангидрита, уменьшая его объем, что приводит к уменьшению значений коэффициента пористости и проницаемости коллекторов.

Характерной особенностью продуктивных отложений оскобинской свиты является их аномальная радиоактивность. Пласты-коллекторы с аномальной радиоактивностью выдержанны по площади и прослеживаются на значительной территории. Данные гамма-спектрометрии показывают, что радиоактивность отложений оскобинской свиты обусловлена повышенным содержанием калия [3].

В связи с исследованием природы радиоактивности терригенных отложений оскобинской свиты, было проведено изучение этих пород с помощью растровой электронной микроскопии и микрозондового анализа. В результате в пустотном пространстве были выявлены массовые скопления аутигенных хорошо образованных идиоморфных кристаллов санидина, инкрустирующего стенки пор. Размер кристаллов составляет около пяти и менее микрон. Размер кристаллов не позволяет их уверенно диагностировать с помощью оптической микроскопии, лишь в отдельных случаях эти кристаллы достигают размера 0,2-0,3 мм. Наличие санидина в продуктивных отложениях оскобинской свиты подтверждается данными рентгено-фазового анализа.

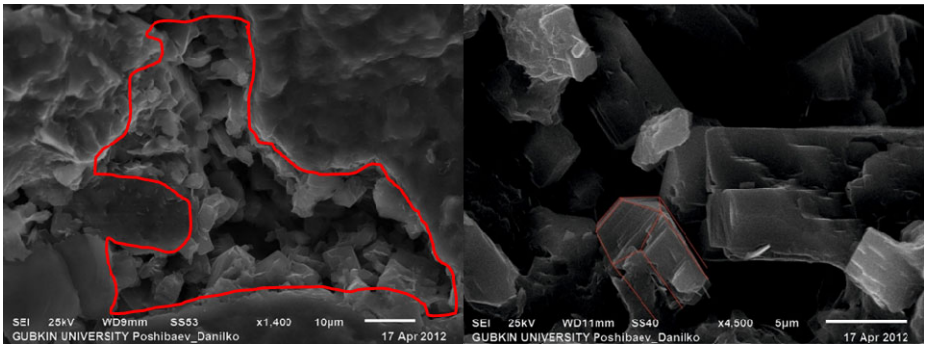


Рисунок – Аутигенные кристаллы полевого шпата в пустотном пространстве песчаника среднезернистого.

Таким образом, аномальная радиоактивность продуктивных отложений оскобинской свиты можно объяснить образованием аутигенных кристаллов санидина в пустотном пространстве. Этот процесс, вероятно, связан с гидротермальной проработкой этих отложений в периоды после тектоно-магматических активизаций Сибирской платформы.

Литература

1. *Шемин Г.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) // Новосибирск: Из-во СО РАН, 2007. С. 467.

2. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие – М.: ЭСЛАН. 2008. С. 356

3. *Беляков М.А., Данилко Н.К., Костерина В.К., Соколов Д.И.*. Опыт изучения венд-рифейских терригенных коллекторов Восточной Сибири по керну и ГИС.//Геофизика. 2013. №4. С. 22-28.

Е.А. Предтеченская[1], О.Н. Злобина[2]

[1] АО «СНИИГГиМС», Новосибирск

[2] ИНГГ СО РАН, Новосибирск

КАРБОНАТНЫЕ И ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Опубликованные результаты изучения современных осадков свидетельствуют о том, что новообразования сульфидов Fe, Cu и Zn, окислов и гидроокислов Fe, Mn, Si, Al, сульфатов K, Ca, Ba, Al и Fe, карбонатов и других соединений часто приурочены к районам действия черных и белых «курильщиков», грязевых вулканов и зонам высачивания газотермальных, в том числе метан-содержащих флюидов (сипов) на дне седиментационных бассейнов [1-7 и др.]. Следуя принципу актуализма, авторы данной работы предполагают, что эти минералы могут служить индикаторами гидротермальных процессов и в древних осадочных толщах. Так, в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты на различных литостратиграфических уровнях широко распространены аутигенные глинистые, карбонатные и кремнистые минералы. Их гидротермальный генезис с высокой степенью достоверности интерпретируется на участках, где влияние процессов флюидомиграции подтверждается геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями, картированием дизъюнктивных нарушений. Однако, следует отметить, что газотермальные флюиды в придонных водах могут распространяться на значительные площади, удаляясь от зон высачивания под действием течений или

гравитационных процессов, которые зависят от геоморфологии дна бассейна. Поэтому области влияния сипов нередко значительно шире, а их контуры могут не совсем точно совпадать с пространственной ориентировкой систем подводящих каналов. В связи с этим изучение особенностей состава, структуры и полиморфных модификаций аутигенных карбонатных и глинистых минералов из зон влияния газотермальных флюидов и их диагностика в древних осадочных толщах представляются весьма актуальными.

В настоящее время наиболее полно изучены **современные** морские gas-derivative, methane-derivative или **газопроизводные карбонаты,** которые стали обьектом пристального внимания литологов и океанологов после открытия метановых сипов на дне Норвежского, Черного, Средиземного и Аравийского морей, в Мексиканском и Кадисском заливах, на подводном хребте в Северном Ледовитом океане (плато Воринг) [5-12 и др.]. Карбонатное минералообразование, как правило, приурочено к местам разгрузки метан-содержащих флюидов и может рассматриваться как результат биохемогенных процессов - высокой микробиальной активности, связанной с устойчивым газовым подтоком [4-6 и др.]. На дне Черного и Аравийского морей в районах действия грязевых вулканов и сипов карбонаты представлены **доломитом, арагонитом, магнезиальным кальцитом, анкеритом, сидеритом** в ассоциации с пиритом, баритом и другими минералами [8, 10, 11]. Бактериальные образования с хорошо выраженной биоморфной структурой отмечаются в виде тонкослоистых корок с чередованием прослоев в разной степени обогащённых сульфатами, сульфидами или комплексными органоминеральными соединениями. В зонах дестабилизации метаногидратов, сформированных в виде пластовых тел на дне глубоководных бассейнов, среди аутигенных карбонатов доминирует кальцит (район активного грязевого вулкана Хаакон Мосби в Норвежском море) [5, 6, 12 и др.].

Гидротермальные карбонаты в составе порового цемента терригенных пород **мезозойских** продуктивных отложений Западной Сибири (ЗС) детально изучены Г.Э. Прозоровичем, О.Г. Зариповым, Г.Н. Перозио, А.А. Розиным, З.Я. Сердюк и др. учеными. По их данным, в нефтегазоносных отложениях наиболее часто встречаются **кальцит, сидерит, анкерит и манганокальцит,** аномальные концентрации которых, как правило, приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений [13-15 и др.]. На ряде нефтегазоносных площадей вдоль линий глубинных разломов зафиксированы **карбонатные метасоматиты** с повышенными содержаниями U, Ti, Cu, Pb, Y и La. [16, 17]. По данным [18] при разработке угольных месторождений в Донбассе были вскрыты погребенные **кварц-карбонатные жилы -** продукты гидротермальной деятельности, сформировавшиеся при оживлении тектонической активности и подтоке CO_2.

Химический состав гидротерм, вероятно, практически полностью контролирует комплекс глинистых аутигенных минералов. Изучение авторами донных осадков оз. Байкал показало, что в областях разгрузки нефтегазотермальных флюидов наблюдаются активные биохимические процессы, способствующие разрушению обломочных зёрен хлорита и интенсивной **иллитизации смектита** [19]. Основной причиной является увеличение численности микроорганизмов в придонном слое (в 10-100 раз) за счёт культивируемого микробного сообщества, окисляющего нефть и метан. Деструкция органического вещества метилотрофами зависит от их ферментативной активности, требующей использования различных макро и микроэлементов (P, N, Fe, Cu, Mo и др.), которые микроорганизмы способны извлекать не только из воды, но также из глинистого субстрата. В результате извлечения катионов из межслоевого пространства глинистых минералов происходит постепенное **упорядочение структуры смектитов** через смешаннослойные образования (иллит-смектит) к политипу 1M, а затем – к $2M_1$. Бактериальное разложение обломочного хлорита способствует насыщению среды седиментации кремнезёмом и образованию хорошо окристаллизованных агрегатов **вермикулита**. В публикациях российских и зарубежных авторов сообщается также об участии *бактериальных форм* в гидротермальном синтезе **нонтронита** в морских осадках поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет) и желоба Окинавы (западная окраина Восточно-Китайского моря) [20, 21].

Аналогичный многоступенчатый процесс новообразования и деградации высокожелезистых слоистых силикатов изучен Ю.Д. Марковым с коллегами при исследовании зелёных глауконитовых песчаников и силицитов на подводных вулканических постройках хребта Садо и Восточно-Корейской возвышенности в Японском море [22, 23]. Учёные рассматривают генезис этих образований как гидротермально-эдафогенный или полигенный. Они отмечают, что обогащённые калием **железистые гидрослюды политипа 1M**, формирующие изоморфный ряд от смектитов через серию смешаннослойных фаз до собственно **глауконита,** могут формироваться за счет гидротермального разложения вулканитов или во время подводной вулканической деятельности. На гидротермальный генезис указывает принадлежность этих зелёных образований к группе гидрослюд с довольно высокой степенью упорядоченности структуры и малым количеством разбухающих слоев, малым содержанием Al и высоким Fe в тетраэдрах, а также повышенными количествами Na, Mn, Ti. Высокое содержание Na, вероятно, связано с составом щелочных растворов, из которых образовались эти минералы [23]. Этот вывод подтверждается результатами лабораторного эксперимента - воздействия на песчаники Na-содержащих щелочных растворов под давлением 6,5 МПа и $T=70^0C$ [24 и др.]. В

ходе эксперимента обломочные зёрна калиевых полевых шпатов, хлорита и биотита заместились **монтмориллонитом,** пластинки мусковита – каолинитом. В новообразованиях монтмориллонита зафиксированы включения микролитов Na-карбонатов. Явления избирательного гидролиза слюд и их замещения глинистыми минералами **(хлоритом, серпентином-хлоритом, нонтронитом**) часто наблюдались авторами данной работы при изучении нижне-среднеюрских осадков в пределах и вблизи погребенных рифтогенных структур ЗС.

Необходимо отметить, что состав глинистых минералов может неоднократно меняться если отложения формируются в условиях интенсивной циркуляции растворов в зонах дизъюнктивных нарушений. Основные признаки – следы нескольких циклов растворения и новообразования (следы растворения на псевдоморфозах, залеченные трещины, множественная зональность и др.). Особенно лабильны **минералы группы хлорита [**25 и др.]. В **нижнерифейских** отложениях, залегающих на западном склоне Анабарского поднятия (р. Котуйкан) в зоне экзоконтакта гравелито-песчаников с дайкой диабазов, гидротермальное воздействие проявилось в хлоритизации глауконитовых глобулей базального горизонта усть-ильинской свиты. Псевдоморфозы хлорита по глаукониту представляют собой **смешаннослойное образование Fe-Mg состава политипа IB, β=90^0,** в котором, наряду с 14-А^0 слоями, присутствуют и 7-А^0 слои. Это позволило исследователям отнести его **к хлорит-бертьерину** и предположить температуру образования 170-230^0 С. **Метастабильные хлориты** были получены экспериментально Н.В. Котовым и Цао Люлином в 1992 при гидротермальной обработке слюд – мусковита и флогопита горячими растворами с добавками $FeCO_3$, $CaMgCO_3$ и $NiCO_3$ при давлении 100 МПа и температуре 350-450 ^{0} С. Таким образом, в зависимости от состава флюидов происходит либо позеленение пород за счет формирования **хлорита, серпентина, селадонита, нонтронита,** либо их осветление из-за гидрослюдизации.

Существуют данные о формировании гидротермальным путем **каолинита и диккита**. Так, в осадках и взвесях озер кальдеры Узон на Камчатке каолинит является продуктом современной гидротермальной деятельности, приводящей к формированию гидротермалитов по кислому тефроидному материалу [26]. Осадки, сложенные каолинитом, приурочены к местам разгрузки подводных грифонов – ныне действующих флюидовыводящих каналов. Изученные современные каолиниты оказались двухфазными: более упорядоченная фаза характерна для **смешаннослойного каолинита-галлуазита** с содержанием галлуазитовой компоненты не более 10%, а неупорядоченная фаза рассматривается как **промежуточный минерал между каолинитом и галлуазитом**. Каолиниты гидротермальных озер, по данным Е.А. Ерощева-Шака с коллегами, всегда представлены смесью вышеупомянутых фаз,

содержание которых меняется в широком диапазоне. Температуры их образования варьируют в пределах 25-118^0 С. При этом при повышенных температурах (100^0 и более) растет доля дефектной фазы и формируются новые дефекты структуры, связанные с образованием одиночных **слоев с диккитоподобными фрагментами**. При Т=40-96,5^0 С и PH=2,4-5,5 в гидротермалитах присутствуют две фазы: **каолинит и галлуазит**. При пониженных концентрациях ионов щелочных и щелочноземельных элементов формируется каолинит, а при повышенных – галлуазит. Убедительный пример формирования **гидротермальных каолинита и диккита в нижнеюрских отложениях** Красноленинского района ЗС приведен в статье М.Ю. Зубкова с коллегами [27 и др.]. Основной причиной аномального минералообразования в продуктивных пластах ЮК$_{10-11}$ вышеупомянутого района явилось воздействие на них кислых среднетемпературных гидротерм. Эти пласты залегают в основании осадочного чехла в пределах Даниловского грабен-рифта. Гидротермальные каолинит и диккит, характеризующиеся высокоупорядоченной крупно-кристаллической структурой с совершенной идиоморфной огранкой микролитов, выполняют поровое пространство гравелитов и песчаников.

Литература

1. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 391 с.
2. Гурвич Е. Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 140 с.
3. Зейболд Е., Бергер В. Дно океана. Пер. с англ., М.: Мир, 1984. 320 с.
4. Востоков Е. Н. Зоны сгущения жизни, закономерности их размещения и эволюция в эпоху тектогенеза // Геологические исследования и охрана недр. Обзорная информация, М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 1-93 с.
5. Леин А. Ю., Горшков А. И., Пименов Н. В., Богданов Ю. А. и др. Аутигенные карбонаты на метановых сипах в Норвежском море: минералогия, геохимия, генезис // Литология и полезные ископаемые. 2000. №4. С. 339-354.
6. Леин А. Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. №1. С 3–35.
7. Логвина Е. А. Аутигенное карбонатообразование в газогидратообразующих очагах разгрузки флюидов / Автореф. канд дисс. СПб, 2009. 24 с.
8. Von Rad U., Rosch H., Berner U. et al. Authigenic carbonates, derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prizm off Pakistan // Marine Geology. 1996. V. 136, Issues 1-2. P. 55-77.
9. Woodside J. M., Ivanov M. K., Limonov A. F. Shallow gas and gas hydrates in the Anaksimander Mountains region, eastern Mediterranean Sea // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1998. №137. P. 177-193.
10. Шнюков Е. Ф., Кутний В. А. Карбонатные образования как производные газовых выделений на дне Чёрного моря // Геофиз. Журнал. 2003. № 2. С. 90-99.

11. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А., Кутний В. А. Крупнейший газовый фонтан Черноморской впадины // Геофиз. Журнал. 2003. № 2. С. 170-176.
12. Беленькая И. Ю. Влияние углеводородных газов на аутигенное минералообразование в осадках холодных сипов // Вестник Московского университета. 2003. Серия 4 (геология), №3. С. 15-21.
13. Сердюк З. Я., Эренбург Б. Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах пород фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья // Литология и геохимия мезозойских отложений Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. Вып. 149. С. 87-91.
14. Перозио Г. Н., Мандрикова Н. Т. Протодоломиты Сибири и их генезис // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 4. С. 913-914.
15. Boles J. R. Calcite as an indicator of vertical fluid transport in hydrocarbon systems // Mineralogy for the
New Millenium: 18 General Meeting of the Internetional Mineralogical Assotiation. Edinburgh: IMA, 2002. P. 302.
16. Тищенко Г. И. Возможности метода прогнозирования месторождений нефти и газа по аномальным сейсмическим эффектам для уточнения ресурсной базы лицензионных участков недр Томской области // Геологическое строение и нефтегазоносность отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. С. 105 – 114.
17. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л-д: Недра, 1992. 239 с.
18. Багдасарова М. В., Кривошея В. А., Тесленко–Пономаренко В. М. О роли наложенных гидротермальных процессов в формировании коллекторских свойств пород палеозоя Днепрово-Донецкой впадины // Особенности формирования пород-коллекторов впадин запада Русской платформы. Минск: БелНИГРИ, 1977. С. 42-43.
19. Злобина О. Н. Глинистые минералы в современных отложениях оз. Байкал // Материалы VIII Международного научного конгресса и выставки «ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2012». Новосибирск: СГГА, 2012. Т. 2. С. 61-65.
20. Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Богданова О. Ю., Викентьев И. В. Низкотемпературные отложения гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 4. С. 313-331.
21. Masato U., Kazue T. Possible role of microbial polysaccharides in nontronite formation // Clays and Clay
Miner. 2001. V. 49, № 4. P. 292-299.
22. Марков Ю. Д., Можеровский А. В., Деркачев А. Н., Баринов Н. Н., Середа Н.А. Высокожелезистые слоистые силикаты хребта Садо (Японское море) // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 2. С. 141-151.
23. Марков Ю. Д., Можеровский А. В., Баринов Н. Н., Деркачев А. Н., Уткин И. В., Середа Н.А. Высокожелезистые слоистые силикаты Восточно-Корейской возвышенности (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 55-77.

24. Графчиков А. А., Аранович Л. Я., Шмонов В. М., Закиров И. В. и др. Экспериментальное моделирование взаимодействия песчаника с Na-содержащими щелочными растворами в проточном режиме // Геохимия. 2004. № 6. С. 632-647.
25. Дриц В. А., Ивановская Т. А., Сахаров Б. А., Горькова Н. В. и др. Псевдоморфное замещение глобулярного глауконита смешанослойным хлорит-бертьерином в зоне экзоконтакта дайки (усть-ильинская свита нижнего рифея, Анабарское поднятие) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 390-407.
26. Ерощев-Шак Е. А., Букин А. С., Черкашин В. И. Каолиниты современных гидротермалитов и гидротермальных озер и их структурные особенности // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 89-106.
27. Зубков М. Ю., Дворак С. В., Романов Е. А., Чухланцева В. Я. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С.122-132.

В.В. Пустыльникова
АО «СНИИГГиМС»

ПРИМЕРЫ ВНЕСТАДИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ РИФЕЙ-ВЕНДСКОГО ВОЗРАСТА ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ МАЙГУННСКАЯ 275 (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

Территория Байкитской нефтегазоносной области (НГО) Красноярского края глубоким бурением изучена неравномерно, поэтому пробуренная на западном склоне Байкитской антеклизы в 2014-2015 гг. параметрическая скважина Майгуннская 275 вскрыла и позволила изучить ранее неизвестный для данной территории разрез осадочного чехла.

В параметрической скважине Майгуннская 275 разрез рифейского возраста представлен терригенными отложениями с прослоями туффитов *погорюйской* свиты (инт. 3800-3550 м) и карбонатными отложениями *сосновской* свиты (инт. 3550-3450 м). Выше по разрезу выделены (предположительно вендского возраста) терригенные *светланинская* (инт. 3450-3277 м) и *туколанская* (инт. 3277,0-2897,0 м) толщи. При изучении в шлифах пород данной части разреза специалистами лаборатории литологии АО «СНИИГГиМС было отмечено развитие деформационных структур - кливажных швов, кристаллизационной сланцеватости и др. Некоторые из этих особенностей, возможно, так и остались бы незамеченными, не будь они интересно и подробно

описаны в работах О.В. Япаскурта [1, 2], ставших настольными книгами у литологов и седиментологов.

Ниже приведено микроскопическое описание этих структур в отдельных образцах сверху вниз по разрезу. В разрезе *туколанской толщи*, в песчанике мелко-среднезернистом (обр. Мнг-275-2399, гл. 2952,78 м), отмечена хорошо выраженная линейная зона катаклаза в виде сквозной полосы (1,5-3 мм), секущей породу под углом 35-40 градусов к горизонтали. В данной зоне зерна кварца имеют вытянутую "удлиненную форму" с многочисленными полосками трещиноватости (трещинки хрупкой деформации зерен кварца), здесь же полосовидно развита хлоритизация в виде "ленточных агрегатов", обтекающих обломки и многочисленные сутуровидные контакты и стилолитовые швы. В остальном участке породы зерна кварца интенсивно трещиноватые, видны структуры внедрения, инкорпорации, наблюдаются участки окварцевания породы, бластеза с возникновением "полнобластических структур". В песчанике гравелитистом (обр. Мнг-275-2566, гл. 2978,13 м), послойно глинистом, наблюдаются отдельные кварцевые зерна с волнистым погасанием и следами катаклаза, с полосками "Бема", ориентированными "бородками" из слюд и хлорита. Участки окварцевания и кристаллобластеза кварца с полным "поглощением" соседних зерен полевых шпатов, от которых остались реликтовые каемки из серицита, теневые структуры. По глинисто-карбонатному прослою отмечается две системы (взаимно пересекающихся) деформаций, находящихся под углом 45 градусов к первичной слоистости породы, выраженные направлением кварцевых "бородок", зубцов стилолитов, теневыми структурами обломочных зерен и сгущениями мелких кливажных трещинок.

В разрезе *светланинской* толщи, в песчанике средне-крупнозернистом (обр. Мнг-275-3634, гл. 3280,53), кроме рекристаллизационно-грануляционного бластеза видны и новообразованные короткостолбчатые кристаллы мусковита. В образце Мнг-275-3659 (гл. 3285,57) также часть зерен пластически деформирована, катаклазирована, отмечается рекристаллизационно-грануляционный бластез. Зерна с гранобластовой структурой размером до 0,8 мм образованы при разрастании кварцевых зерен, в том числе и за счет полевошпатовых, от которых остались реликты, скелетные структуры и контуры из глинистых чешуек.

В разрезе *сосновской свиты* в отдельных образцах (обр. Мнг-275-3950, гл. 3466,14 м) отмечены микропрожилки (до 0,04 мм), выполненные параллельно-волокнистыми агрегатами аутигенной гидрослюды, волокна слюд в которых направлены под углом 45 градусов (кристаллизационная сланцеватость) к слоистости породы.

В породах *погорюйской* свиты также отмечены деформационные структуры. В аргиллите доломитистом (обр. Мнг-275-4333, гл. 3554,3 м) наблюдаются тонкие трещины отрыва (структуры кливажа), длиной до 3 мм, со ступенями скольжения, как в виде сгущений, так и разрозненно, глинистая масса имеет агрегатное погасание параллельно кливажным трещинкам, которые ориентированы под углом 40-45 градусов к слоистости породы. В мергеле доломитовом (обр. Мнг-275-4342, гл. 3555,59 м) проявлена кристаллизационная сланцеватость - новообразованные слюды в виде тончайших иголочек и длинных волокнистых агрегатов, прямых и слабо волнистых, параллельных друг другу, ориентированы под углом 40-45 градусов к слоистости породы. В образце Мнг-275-5337 (гл. 3789,18 м) отмечаются прожилки шириной до 0,08 мм, выполненные параллельно-волокнистыми агрегатами аутигенной гидрослюды, в которых волокна слюд направлены диагонально к поверхности прожилков. Ориентировка прожилков совпадает с микротекстурой породы (кливаж линейный). В некоторых аргиллитовых слойках наблюдаются кливажные швы, направленные под углом 45 градусов к поверхности слойков.

Таким образом, поскольку все вышеописанные явления развиты независимо от состава пород, по всему изученному разрезу, имеют, как правило, одинаковую ориентировку, то можно предположить, что данные деформационные структуры характеризуют однонаправленное тектоническое воздействие на породы, что может быть использовано при тектонических и геодинамических реконструкциях.

Литература

1. *Япаскурт О.В.* Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. - 379 с.

2. *Япаскурт О.В.* Литология. Разделы теории. Часть 1. Процессы и факторы эпигенеза горных пород: диагностика и системный анализ. Учебное пособие. — М.: МАКС Пресс, 2013. — 216 с.

Ю.В. Ростовцева[1], А.В. Краснова[1], А.Е. Гаврилов[2], Б.В. Полянский[1]

[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

[2] ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург

ВУЛКАНИТЫ КАК ОБЪЕКТ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Ранее было принято считать, что вулканиты, прежде всего собственно эффузивные породы, не являются высококачественными породами-коллекторами. Эффузивные породы первоначально не обладают достаточной пористостью и проницаемостью, в них отсутствует органическое вещество.

Однако, в настоящее время известно большое число месторождений нефти и газа, приуроченных к вулканитам. Подобные залежи углеводородов выявлены в Бразилии, Аргентине, Венесуэле, США, Мексике, Египте, Ливии, Марокко, Алжире, Индонезии, Австралии, Вьетнаме, Японии, Китае, России и других странах [1, 2]. Запасы наиболее крупных месторождений составляют млн. тонн нефти (Индонезия) и 387 млрд. $м^3$ газа (Австралия) [1]. Вулканиты, содержащие залежи углеводородов, могут быть представлены породами как основного, так и кислого состава, а также включать в себя вулканокластические образования (различные виды туфов). Интенсивное изучение эффузивных пород-коллекторов (volcanic reservoirs - «вулканических коллекторов») проводится геологами-нефтяниками Китая. В КНР бассейн Бохайского залива является одним из крупнейших нефтегазоносных регионов, в котором были обнаружены эффузивные породы-коллектора. Согласно C. Yang et al. [3], в этом районе мезозойские и кайнозойские вулканиты, обладающие коллекторскими свойствами, характеризуются пористостью до 27% и проницаемостью до 20 x 10^{-3} $мкм^2$. По J. Shi et al. [4], в нефтеносном бассейне Джунгар Китая вулканитам-коллекторам каменноугольного возраста свойственны пористость до 21,7% и проницаемость до 64,8 x 10^{-3} $мкм^2$.

Коллекторские свойства эффузивных пород прежде всего обусловлены развитием в них трещиноватости, которая может возникать как в поверхностных, так и в гипабисальных условиях. Образование трещиноватости в поверхностных условиях связано с процессами остывания вулканических массивов, а также с проявлением выветривания. При погружении эффузивных комплексов на глубину трещины могут также возникать в результате действия литостатического и геодинамического давления, в последнем случае, особенно, заметно проявляющегося в зонах крупных тектонических разломов. Формирование трещин может быть многостадийным и контролироваться этапами активизации тектонических процессов, характеризующих геологическое развитие каждого конкретного региона.

Коллекторские свойства вулканитов также связывают с проявлением эпигенетических преобразований вещества, способствующих возникновению вторичных пустот. Образование пор и каверн может происходить в результате растворения и выщелачивания, протекающих как при гипергенезе, так и при воздействии глубинных растворов. Действие выветривания проявляется в кровельной части эффузивных массивов. Разные виды подземных флюидов, включая гидротермальные растворы, могут существенно преобразовывать породы как изначально слабо вторично измененные, так и со следами значительной выветрелости. Действие минерализованных растворов может обуславливать появление вторичных пустот в разных частях тел вулканитов. Коллекторские свойства эффузивов зависят от типа метасоматических преобразований, вызванных циркуляцией гидротермальных вод

[5]. Как хорошо известно, процессы вторичного окварцевания не способствуют улучшению коллекторских свойств пород. В вулканитах со следами низко- и среднетемпературной пропилитизации выявлено наличие достаточно высокой пористости и проницаемости.

Контрастная магматическая формация, выделяющаяся в верхах доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты, вызывает особый интерес с точки зрения проведения геолого-разведочных работ по поиску вулканогенных пород-коллекторов. В настоящее время имеются данные целого ряда исследований, свидетельствующие о заметной гидротермальной переработке эффузивов кровли фундамента Западной Сибири, приуроченных к зонам рифтогенеза [5].

Литература

1. *Caineng Z., Guangya Zh., Rulcai Zh. et al.*// Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration. 2013. 198 p.

2. *Trice R.* Basement exploration, West of Shetlands: progress in opening a new play on the UKCS// Hydrocarbon Exploration to Exploitation West of Shetlands. By eds. Cannon S. J. C., Ellis D. 2014. 81-105.

3. *Yang C., Hou L., Yang F. et al*. Controlling factors of volcanic hydrocarbon reservoirs in Bohai Bay Basin, China // Journal of Natural Gas Geoscience. 2017. doi: 10.11764/j.issn.1672-1926.2017.04.001

4. *Shi J., Sun G., Zhang Sh. et al.* Reservoir characteristics and control factors of Carboniferous volcanic gas reservoirs in the Dixi area of Junggar Basin, China // Journal of Natural Gas Geoscience.2.2017.43-55.

5. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Кислые экструзивные купола – новый поисковый объект // Известия Саратовского университета. Т.4. Вып. 1–2. 2004. 93–100.

Н.Н.Рябинкина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВИЗЕЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Литологии визейских терригенных отложений посвящено не мало статей, изучение их стало актуальным с очень давних времен, т.к. именно к этой толще, названной свитой C_1h, были приурочены горючие полезные ископаемые: нефть в виде битуминозных песчаников в бассейне р. Бол.Сопляс (среднее течение р.Печора) и уголь в обнажениях по рекам Северного Урала. В связи именно с нефтегазоносностью и угленосностью эти породы изучаются и в настоящее время.

Вскрытие горных пород Точильной горы Воя-Сопляской антиклинали карьером (1936-63 гг.), способствовало активизации процессов их выветривания и окисления органического вещества (ОВ), содержащегося в породах. Проникновение обогащенных кислородом атмосферных и грунтовых вод возможно явилось причиной трансформации химического состава подземных вод и вмещающих толщ, а также минералогических изменений пород. В настоящее время окисление органического вещества и рассеянных сульфидов в породах сопровождается заметным повышением концентрации сульфатов вод, снижением величины pH от 6.9-7.1 до 2.9–3.2, что приводит к формированию купоросных сулфатно-кальциевых вод с высокими значениями Eh (+397…+399 мВ) и процессам кислотного выщелачивания. Наиболее ярко выражены преобразования в каолинитизации пород, они приобрели белесый мучнистый облик. В зоне гипергенеза в условиях деструкции минералов (пород) грунтовые воды при уменьшении pH способны растворять каолинит, образовавшийся на стадии диагенеза по многим силикатам и алюмосиликатам и наблюдаемый в разрезе карьера в виде цемента и отдельных прослоев. Пути формирования аутигенного каолинита в процессе выветривания могут происходить по следующим схемам: биотит → гидробиотит → иллит → каолинит и возможно, мусковит → серицит → гидрослюда → каолинит, биотит → белая обесцвеченная слюда → гематит.

Сидерит, содержащийся в карбонатном цементе и в виде отдельных лепешек и конкреций, в процессе кислотного выщелачивания окисляется до гидрооксида железа. Его бурые образования наблюдаются на стенках карьера и накапливаются в основании карьера. Здесь в зонах выходов грунтовых вод на поверхность наблюдаются современные органо-минеральные образования толщиной до 5 см, сформировавшиеся уже после закрытия карьера. Основу новообразований, имеющих бурую окраску, составляют мхи и водорослево-бактериальное сообщество. Характерной чертой этих образований является наличие значительного количества рентгеноаморфных соединений железа [2]. В результате проведенных исследований на примере разреза Войского карьера можно проследить несколько стадий литогенеза, в том числе и стадию гипергенеза – окисление нефтей до битумов, кислотное выщелачивание, формирование органоминеральных образований в зоне выхода грунтовых вод. Наблюдаемые современные преобразования пород и аутигенная минерализация, происходящие в течение 55 лет (с момента закрытия фабрики в 1963 г), показывают скорость и интенсивность процессов литогенеза в условиях современного климата.

Процессы кислотного воздействия (возможно гипергенеза) на породы были описаны и в статье [4], где в визейской терригенной толще в обнажении по р.Подчерем

была описана эпигенетичная железистая минерализация. Авторы не исключают ее эндогенное происхождение, подчеркивая, что многие факты указывают, что на породы воздействовали «термальные движущиеся растворы». Позднее [3], в глинистой фракции алевролитов из того же обнажения, нами были обнаружены пирофиллит и аутигенные смешанослойные минералы, образовавшиеся под действием газово-флюидных процессов. Практически по всем разрезам нижневизейских отложений вдоль Западного склона Урала отмечаются остатки измененной пирокластики – хлорит и смектит.

В сидеритовых конкрециях нижнего карбона по р.Кожим обнаружено присутствие типичных *гидротермальных минералов*, таких как шамеанит, цумоит, фаузерит и барит, а также халькопирит, сфалерит, редко пирротин. Сами конкреции являются сидеритовыми бактериолитами, сформированными в задуговом бассейне с нормально-морской фауной и проявлением газово-флюидных высачиваний в придонном осадке [1].

Таким образом, в разрезах осадочного бассейна мы можем наблюдать газово-флюидную проработку пород, связанную как с палеотектоническими процессами развития региона, так и с современными процессами гипергенеза.

Литература

1. *Антошкина А. И., Рябинкина Н. Н., Валяева О. В.* Генезис сидеритовых конкреций из терригенной толщи нижнего карбона на Приполярном Урале // Литология и полезные ископаемые, 2017, № 2, с. 130–144

2. *Митюшева Т. П., Пахневич А.В., Симакова Ю.С.* Биоминералообразование на Войском карьере битуминозных песчаников // Минералогические перспективы: Матер. Межд. минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 110–112.

3. *Рябинкина Н. Н., Симакова Ю. С.* Минеральные индикаторы палеовулканизма в терригенных разрезах нижнего карбона на севере Предуральского прогиба // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар, 2009. Сб. № 7. С. 59-70. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 124).

4. *Юдович Я.Э., Щербаков Э.С., Кононенко Л.Я.* Эпигенетическая железистая минерализация на р. Подчерем (Сев.Урал) // Геология северо-востока Европейской части СССР и Севера Урала (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 14. Сыктывкар, 1971. С. 105-115.

А.Д. Савко
Воронежский госуниверситет, Воронеж

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Девонские отложения широко развиты на территории Воронежской антеклизы и отсутствуют только в её юго-западной части, где нижнекаменноугольные образования залегают на коре выветривания кристаллических пород докембрия. Поздний девон – это время становления антеклизы в результате оживления тектонических движений, сопровождавшихся погружениями в окружающих отрицательных структурах и проявлением эндогенных процессов в виде извержений вулканов и излияний базальтовых лав в зонах глубинных разломов [1]. Тектонические процессы и менявшиеся со временем климатические особенности в рассматриваемую эпоху определили чрезвычайное разнообразие состава пород и распределения фаций, а также приуроченных к ним полезных ископаемых.

В раннефранское время на юго-востоке антеклизы были заложены глубинные разломы, что привело к вулканической деятельности на их пересечении. По жерловым фациям ястребовского времени (туфы, туфобрекчии) установлено 19 вулканических аппаратов, вблизи которых формировались ильменитовые россыпи в вулканогенно-осадочных образованиях, преимущественно в туфопесчаниках, где ильменита до 350 кг/м^3 в пласте мощностью около 7 м, как, например, во вскрыше Павловского гранитного карьера [2].

В остальной отрезок ранне- и в течение всего среднефранского времени формировались карбонатно-терригенные образования в прибрежно- и мелководно-морских условиях на всей территории развития девона в пределах антеклизы. Ситуация резко изменилась в начале позднефранского времени, когда начались понятия, сопровождавшихся излияниями базальтовых лав мощностью до 100 м, образовавших три изолированных поля площадью в несколько десятков квадратных километров. Они с другими вскрышными породами залегают над Нижнемамонским и Подколодновским медно-никелевыми месторождениями и представляют ценное сырьё для каменного литья и балластного щебня.

В позднем фране центральная и южная части антеклизы были приподняты и служили источниками сноса. В пределах юго-восточного склона была заложена Мамонская структурно-тектоническая депрессия, в которой до конца фаменского времени сформировалась континентальная песчано-каолиновая толща (ПКТ) за счет размыва каолиновой коры выветривания на породах докембрийского кристаллического

фундамента. В это время на северном склоне антеклизы образовалась карбонатная толща [3] сначала органогенных известняков в гумидном (евлановский, ливенский, задонский, елецкий, лебедянский горизонты), а затем доломитов (оптуховский, плавский) и даже гипсов (озёрский) в аридном климатах.

Мамонская ПКТ сложена переслаивающимися каолиновыми глинами и кварцевыми, в том числе каолинистыми, песками, т.е. она представляет собой комплексное минеральное сырьё. Толща развита на территории около 30 000 км^2, имеет мощность от 10 до первых сотен метров. По долинам рек, в том числе Дона, она находится вблизи дневной поверхности, на склонах антеклизы глубина залегания увеличивается. В фациальном плане ПТК сложена породами континентальной, переходной и морской групп фаций [4]. Континентальные образования представлены пролювиально-делювиальными, пролювиальными, аллювиальными отложениями различного состава, их сильной изменчивостью, как в плане, так и в разрезе. К ним приурочены пласты вторичных каолинов. Переходные и морские отложения появляются в восточной части поля развития толщи и содержат органогенные известняки. Песчаная часть разреза включает стекольное, формовочное, строительное сырьё. При наличии глинистой примеси из неё можно получать обогащенный каолин. При неглубоком залегании толщи её можно разрабатывать открытым способом, в случаях большой мощности вскрыши – гидроскважинным. В настоящее время разведано месторождение Козынка с запасами вторичных каолинов более 20 и кварцевых песков около 60 млн т.

Известняки верхнефранско-фаменской карбонатной толщи связаны с фациями нормально-соленого мелководного морского бассейна. Для пород обычна светлая окраска, высокая известковистость, низкое содержание нерастворимого остатка (менее 3 %). Они выдержаны по строению, качеству и мощности, содержат многие месторождения. Среди них выделяются флюсовые, конверторные, цементные, технологические, строительные известняки. Наиболее крупным является Ситовское месторождение близь Липецка с запасами свыше 300 млн т. Разведаны их десятки, и на основе фациального анализа выделены новые площади для постановки разведочных работ [3].

Формирование доломитов происходило в условиях мелководно-морского бассейна с повышенной соленостью, местами переходящего в лагуну. В разрезах вместе с седиментационными доломитами, представленными массивными тонко- и мелкозернистыми разностями, нередко с полосчатыми и обломочными текстурами, отмечаются и седиментационно-диагенетические органогенно-детритусовые пятнистые и строматолитовые разности. Наиболее ценными являются доломиты металлургические. Только одно их Данковсое месторождение имеет запасы 700 млн т.

Имеются также месторождения стекольных и строительных доломитов, гипса, проявления палыгорскитовых глин и целестина.

Литература

1. *Шевырев Л.Т., Савко А.Д, Шишов А.В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и её эндогенный рудогенез // Воронеж : Изд-во ВГУ, 2004. 191 с.
2. *Савко А.Д.* Геология Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 12. Воронеж : Изд-во ВГУ, 2002. 165 с.
3. *Окороков, В.А., Савко А.Д.* Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы / Воронеж: Воронежский госуниверситет. – 1998. – 124 с.
4. *Савко, А.Д.* Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, Л.Т. Шевырев // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. - Вып. 53. - 2008. - 112 с.

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв, М.Ю. Меркушова
ВГУ, Воронеж

ЛИТОЛОГО–ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЖЕЛЕЗИСТО–КРЕМНИСТОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ КУРСКО–КРИВОРОЖСКОГО БАССЕЙНА (ККБ)

Железисто–кремнистые осадки обширного (200 тыс. км^2) ККБ накапливались в течение нескольких этапов раннего докембрия. Наиболее масштабным этот процесс был в начале палеопротерозоя [1], когда появились отложения коробковской (КМА) и саксаганской (Кривбасс) свит курской и криворожской серий, соответственно. Палеогеографические и фациальные обстановки их отражены на рисунке, для построения которого использованы данные о сохранившихся мощностям коробковских (саксаганских) отложений, их петрографическом составе.

Распределение сохранившихся мощностей и состав ЖКФ позволили выявить полное подобие фациальных характеристик и единство осадочного процесса северного и южного сегментов единого ККБ. Реконструирован субмаринный рельеф, контуры извилистых в плане депрессий с максимальными мощностями наиболее глубоководных ЖКФ (гематититы), латерально переходящих в более мелководные фации. Разделяющие их площади современного отсутствия ЖКФ, вероятно, и в коробковское время иногда возвышались над уровнем моря, судя по обильному россыпному ильмениту (Осколецкий, Чернянский участки [4, с. 328]. Дистальная фация шельфа маркирована долей гематититов, достигающей 65 % (Яковлево) и 80 % (Михайловское). В Криворожье, где наиболее развиты силикатно–магнетитовые

разности, первичных гематитовых ЖКФ не более 15 %. Мощность саксаганской свиты там до 1 км, но может достигать 4 км, в т. ч. 2,5 км собственно джеспилитов (Скелеватское–Магнетитовое месторождение, рудник им. Фрунзе, балка Северная Красная [5]). Предполагается большое влияние субмеридиональных разломов на контуры фациальных границ. Связь этих сублинейных объектов с железисто–кремнистым осадконакоплением отмечалась рядом авторов [6 и др.].

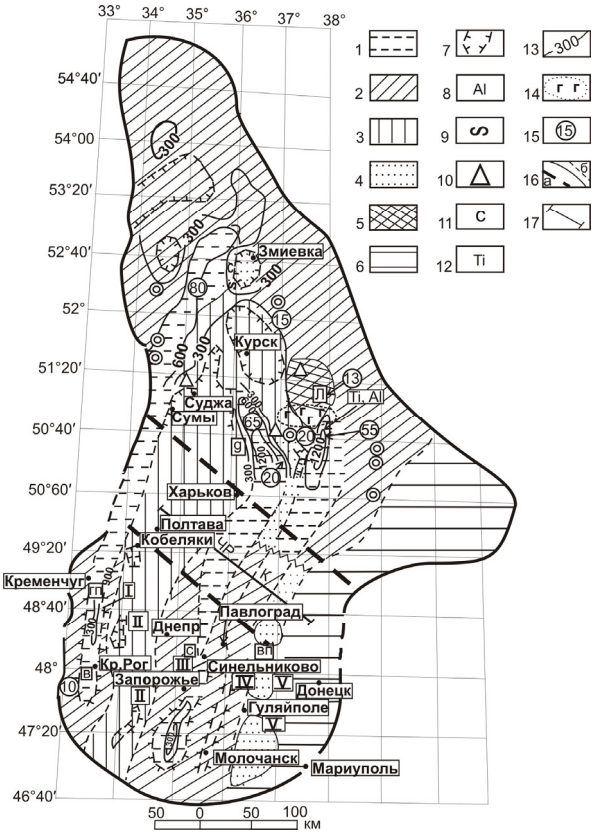


Рисунок. Литолого-фациальная схема для основного продуктивного коробковского (саксаганского) времени ККБ. С использованием [2 – 4 и др.]. 1–4 – мелководно–морской шельф, обстановки, в т. ч.: 1 – дистальные относительно глубоководные (оксидная фация, преобладает гематит–магнетитовая ЖКФ), 2 – то же, субмаринных отмелей, умеренно восстановительные обстановки (силикатно-магнетитовая ЖКФ), 3 – предлиторальная зона, восстановительная среда (карбонат–содержащие ЖКФ, сидерит–магнезит, анкерит), 4 – литоральная ЖКФ (содержит сульфиды, россыпные ильмениты, углистое вещество); 5 – площади с особенно частой сменой фациальных обстановок, от дистальных до проксимальных; 6 – области сноса; 7 – контуры площадей современного отсутствия ЖКФ (бергштрихи в сторону площадей

денудации); 8–12 – наличие в ЖКФ показательных компонентов палеогеографических условий: 8 – минералов глинозема, 9 – сульфидов, 10 – первичных карбонатов (анкерит, сидерит, магнезит), 11 – углистого вещества; 12 – скоплений ильменита; 13 – мощности железисто–кремнистой толщи, м; 14 – контуры развития среди ЖКФ пачки подушечных лав до 80 и более метров мощностью (Коробковский–Осколецкий–Чернянский участки КМА [4, с. 360]); 15 – доля гематититов в ЖКФ, %; 16 – геологические границы: ДДВ (а), прочие (б), предполагаемые (в); 17 – Профиль ГСЗ Диканька (Полтавская обл) – Дружковка (Донецкая обл.). Месторождения (буквы в квадратах): Л – **Лебединское**, М – **Михайловское**, Я – **Яковлевское**, ГП **– Горишне–Плавнинское,** В – **Валявкинское**, С – **Синельниковское**, Г – **Гуляйпольское**, ВП – **Восточно–Павлоградское**. Римскими цифрами указаны зоны развития ЖКФ саксаганской свиты на юге ККБ (в скобках мощности ЖКФ), в т. ч.: I – **Криворожско–Кременугская** (около 1 км, до 4 км [5]), II – **Базавлукская** (до 100 м), III – **Конкско–Белозерская** (до 1 км), IV – **Орехово–Павлоградская** (до 100 м), V – **Корсак–Гуляйпольская** (до 200 м, присутствуют карбонаты). Впадины на профиле ГСЗ [7], отвечающие полосам джеспиоитов: ЧР – Чутовская и Распашновская, К – Камышевахская.

Литература

1. *Савко К.А., Базиков Н.С., Артеменко Г.В.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения// Стратиграфия. Геол. корреляция, 2015. Т. 23, № 5. С. 3–21.

2. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк, 2001. /под ред. В.П. Орлова. 616 с.

3. *Mel'nik Y. P.* Precambrian BIFs. Developments in Precambrian Geology-Physicochemical Conditions of formation // Elsevier S.P.C, B. F. Wimdley, ed. 1982. 318 p.

4. Геология, гидрогеология и железные руды КМА. Т. 1. Геология. Книга 1. Докембрий. [В. Д. Полищук, Н. И. Голивкин, О. С. Зайцев и др.]. –М. : Недра, 1970. – 439 с.

5. *Sośnicka M., Bakker R. J., Broman C. et al.* Fluid types and their genetic meaning for the BIF-hosted iron ores, Krivoy Rog, Ukraine // Ore Geology Reviews, July 2015. V. 68. P. 171–194.

6. *Калашник А. А.* Источники рудных компонентов Криворожско–Кременчугской металлогенической зоны Украинского щита. Статья 1. Пространственная и геохимическая связь ураново–железорудных объектов и кимберлито (лампроито–) проявлений в пределах Криворожско–Кременчугской зоны / Минеральные ресурсы Украины, 2011. – № 3 – С. 14–23.

7. *Коломиец Е. В., Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Ю. В.* Разломная тектоника ДДВ по данным томографической инверсии / Геол. журн., 2013. – № 2. – С. 59–67.

А. Н. Сандула, А. Н. Шадрин
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ЛИТОЛОГИЯ ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Наиболее непрерывный разрез визейских карбонатных отложений на р. Илыч вскрыт в районе плеса Патракарием (см. рис. 1 из [1]). Основная их часть представлена различными типами известняков, часто глинистых, иногда доломитизированных и окремненных, а также единичными прослоями и маломощными пачками тонкозернистых кварцевых песчаников и аргиллитов.

Известняки в основной своей части являются биокластовыми*, оолитовыми, пелитоморфными, комковато-сгустковыми и обломочными*.

Биокластовые известняки (*шламовые*, *мелкобиокластовые, несортированные*) образуют основную часть (75–95 %) радаевско-бобриковского интервала разреза. *Водорослево-биокластовые* — в равной степени (до 5–9 %) начиная с бобрикоского горизонта. Известняки с окатанными фрагментами органических остатков (*биокластовые известняковые песчаники*) составляют 15–20 % михайловских и веневских пород. *Оолитовые известняки* формируют 20—35% разреза михайловского и веневского горизонтов. *Пелитоморфные известняки* (10–15 %) встречаются в верхней части изученного разреза. *Комковато-сгустковые известняки* образуют единичные прослои в бобриковком и веневском горизонтах. Отдельные пласты *мелкообломочных известняковых конглобрекчий* отмечены в михайловском и веневском горизонтах. *Доломитизация* от долей процентов до практически полного замещения наблюдается в породах преимущественно средней и верхней части разреза. *Кремневые стяжения* в виде псевдоморфоз по органическим остаткам распространены почти по всему разрезу, небольшие (до 0.25 м) окремненные пласты и линзы — в бобриковском, а желваки различных размеров и формы — в бобриковском и алексинском горизонтах. С основания разреза кремни имеют черную окраску, но на верхнеалексинском интервале светло-серую. Терригенные породы (кварцевые песчаники и черные тонкослоистые аргиллиты) образуют маломощную (4 м) пачку в радаевском горизонте.

Выделенные типы пород в изученном разрезе образуют *парагенетические ассоциации: полибиокластовых глинистых известняков; кварцевых песчаников и аргиллитов; полибиокластовых глинистых известняков с кремнями; полибиокластовых известняков с кремнями; горизонтальнослоистых и косослоистых полибиокластовых известняков; полибиокластовых и мелкообломочных известняков*.

Основание изученного разреза радаевско-тульской интервал образуют последовательно первые три ассоциации. Пачка rd_I (см. рис. 2 из [1]) сложена *ассоциацией полибиокластовых глинистых известняков*, rd_II — *кварцевых песчаников и аргиллитов*, а бобриковские и тульские отложения образованы *ассоциацией полибиокластовых глинистых известняков с кремнями*. При этом, снизу вверх по разрезу в составе пород уменьшается количество терригенного материала. Биокластовый материал в породах этих ассоциаций крайне не сортирован, имеет мелкую и шламовую размерность, а в глинистых разностях отмечается большое количество следов биотурбаторов.

Ассоциация полибиокластовых известняков с кремнями образует нижнюю часть алексинского горизонта (пачки al_I и al_I). Она имеет несколько сходный облик и состав с отложениями тульского возраста, но глинистые известняки образуют лишь небольшие по мощности (2—10 см) слои. Встречается большое количество крупных органогенных остатков, которые могли быть принесены с мелководных участков, возможно, во время крупных штормов (большинство колоний кораллов захоронено в опрокинутом положении).

Ассоциация горизонтальнослоистых и косослоистых полибиокластовых известняков занимает интервал второй половины алексинского и нижней части михайловского горизонтов (пачки al_III—mh_II). В ее состав входят преимущественно биокластовые известняки, структурные компоненты которых часто окатаны. В пачках al_III и al_IV биокластовые известняки в основном имеют массивную и тонкую горизонтальную текстуры, а пачках mh_I— mh_II преобладают косослоистые биокластово-оолитовые известняки.

Ассоциация полибиокластовых, оолитовых и обломочных известняков наблюдается в разрезе верхней части михайловского и нижней части веневского горизонтов (пачки mh_III—vn_I). В состав этой ассоциации отмечается большее литологическое разнообразие пород. Это — микрозернистые, комковато-сгустковые, тонкослоистые глинистые, биокластовые, косослоистые оолитовые известняки. Однако наибольшую роль играют обломочные породы: биокластовые известняковые песчаники и карбонатные псефитолиты. Чередование пород различного литологического состава образуют в составе ассоциации трансгрессивно-регрессивные циклиты, основание которых слагают обломочные или грубобиокластовые известняки, среднюю часть – косослоистые биокластовые известняковые песчаники и оолиты, а верхнюю – пелитоморфные известняки с тонкой горизонтальной слоистостью.

Ассоциация частично доломитизированных полибиокластовых известняков и доломитов образует верхнюю часть веневского горизонта (пачка vn_II). От подстилающих пород данная ассоциация, кроме различной степени

доломитированности, отличается отсутствием обломочных пород, преобладанием в составе известняков остатков водорослей.

Таким образом, в данном разрезе парагенетические ассоциации образуют глинисто-карбонатный и карбонатный типы разрезов, образованные последовательно в условиях глубокого моря, открыто-морского и островного мелководья.

Исследования проведены в рамках НИР ИГ Коми НЦ УрО РАН ГР № АААА-А17-117121270034-3 и при финансовой поддержке проекта № 18-5-5-31 УрО РАН.

Литература

1. *Шадрин А. Н., Сандула А. Н.* Изотопия $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ и условия осадконакопления визейских карбонатных отложений восточной полосы выходов на р. Илыч (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 26-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 248—256.

К.М. Седаева[1], М.П. Арефьев[2,3,4], А.В. Ульяхин[5]

[1]Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова

[2]Геологический институт РАН, Москва

[3]Казанский (Приволжский) федеральный университет

[4]Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни

[5]Палеонтологический институт РАН, Москва

КРИПТОПИРОКЛАСТИКА И ЕЕ ДИАГНОСТИКА В КРАСНОЦВЕТНЫХ ПЕРМОТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Накопленные в настоящее время факты позволяют уточнить присутствие пирокластического материала в пограничных отложениях перми и триаса Московской синеклизы (МС), проанализировать его состав, встречаемость, указать на присутствие синхронной осадконакоплению криптопирокластики – мелко-тонкообломочного пеплового материала, «скрытого» среди песчано-алевритовых и алевритоглинистых пород, значительно разубоженного терригенной составляющей и/или глинизированного с новообразованиями смектита и палыгорскита. Изученный материал происходит из двух сводных разрезов МС, пересекающих границу перми и триаса: на севере в бассейнах рек Сухоны – Сев. Двины – Юга и на юге в долине р. Ветлуги. При анализе рассматривались вятские и индские отложения.

В вятском ярусе в долинах рек Сухоны и Северной Двины отмечаются обломки кварца остроугольной, игольчатой, щепковидной формы, часто с криволинейным контуром, Г-образной и серповидной формы, с блочно-ступенчатым погасанием в

обломках песчаной размерности, что характерно для кристаллокластов пепловой природы. Редко встречаются обломки кварца с тончайшей темной железисто-глинистой каемкой (оторочкой), которая рассматривается, как корочка закаливания, образовавшаяся вокруг частиц жидкой лавы (вулканического стекла) при резком изменении давления (P) и температуры (T) при выбросе эндогенного материала в атмосферу [1]. Встречаются хлоритизированные витрокласты и свежие пластинки хлорита с тонкой темно-бурой корочкой закаливания, реже обломки свежего плагиоклаза кислого состава остроугольной формы нередко с темной окантовкой из рудных минералов в виде корочки закаливания. Общее содержание пеплового материала не превышает 0,5 – 2% от общего количества обломков кварц-силикатного состава пород. Видимо, пепловые частицы могли поступать в бассейн седиментации вместе с осадочным материалом иного генезиса, основными агентами переноса которых были вода и отчасти ветер.

В бассейне р. Юг под кровлей вятского яруса (Недуброво) и в индских отложениях (Шолга) обломки кварца остроугольной и щепковидной формы встречаются в виде единичных зерен (<1%) или отсутствуют. Часто наблюдаются удлиненные лейстовидные, изредка веретеновидно-закрученные пластинки биотита, слабо затронутые гипергенными изменениями, что характерно для частиц пепловой природы [3]. Биотит в различной степени хлоритизирован и часто представляет собой биотит-хлоритовые пакеты, нередко с корочкой закаливания. Пирокластические плагиоклазы среднего состава частично замещены хлоритом. В обоих обнажениях отмечаются отдельные свежие пластинки хлорита, реже витрокласты с рудной корочкой закаливания, замещенной гидрооксидами железа, облекающей минеральные зерна. Общее количество пеплового материала увеличивается до 5-7 %. Разная степень гипергенного изменения как витрокластов и кристаллокластов слюдистого ряда (биотита, хлорита), так и единичных плагиоклазов указывают на разновременность их поступления в бассейн седиментации. Наиболее гипергенно-измененные, почти полностью замещенные гидрооксидами железа пластинки биотита часто ориентированы по наслоению, косвенно свидетельствуя о поступлении в бассейн седиментации флювиальным путем продуктов размыва верхней части древней (как минимум довятской) коры выветривания, развитой по эффузивной толще. Свежие их аналоги пепловой природы могут быть синхронны данному моменту осадконакопления и могли поступать эоловым путем из атмосферы в бассейн седиментации, разубоживаясь терригеным кварц-силикатным материалом, привнесенным водными потоками.

Распределение в различной степени гипергенно-измененных витрокластов согласуется с седиментологическими особенностями. В разрезах Недуброво и Шолга

простираются пачки переслаивания тонких прослоев глин, алевролитов и реже тонкозернистых песчаников, ритмичность которых объясняется сезонными паводками. При паводковой активизации рек в отмирающих руслах возобновлялись слабые потоки, отлагавшие песчано-алевритовый, в сухие сезоны – тонкий пылевато-глинистый материал, видимо, с частицами, привнесенными ветром. Наиболее древние гипергенно-измененные кристаллокласты концентрируются в более грубых алеврито-песчаных прослоях и представлены, как правило, вытянутыми пластинками лейстовидного биотита, либо пакетами биотита с хлоритом, ориентированными субпараллельно плоскости напластования, что указывает на флювиальный перенос терригенно-обломочного материала. В более тонких алеврито-глинистых прослоях встречается свежий хлорит с корочкой закаливания в виде относительно изометричных пластинок, залегающих под различными углами к плоскости наслоения. Сохранность и особенности залегания позволяют говорить о его пирокластической природе, о наиболее «молодом» возрасте, синхронному моменту осадконакопления и о поступлении его эоловым путем в бассейн седиментации.

В бассейне р. Ветлуга (Сухоборка) в вятских отложениях найден линзовидный прослой до 8 см необычайно ярко-алой глины чистого смектитового состава, что является уникальным случаем для континентальных перми и триаса МС. Прослой интерпретируется как закамуфлированная пирокластика (по выражению А.Г. Коссовской) или как криптопирокластика. В слое обнаружены остаточные продукты вулканокластики: ювенильные цирконы (устное сообщение В.В. Давыдова) и цоизиты.
В поздневятских отложениях р. Ветлуги (Воскресенское, Асташиха) часто встречаются обломки кварца оскольчатой и резко угловатой формы, с блочно-ступенчатым погасанием, которые рассматриваются как пепловые частицы среди других обломков эоловой природы.

В русловых песчаниках в обнажениях Воскресенское и Асташиха встречается хлоритизированный биотит с корочкой закаливания, реже лейстовидной и веретеновидной формы пепловой природы. Различная степень их выветрелости, приуроченность к аллювиальным отложениям и залегание по наслоению указывают на размыв древней эффузивной толщи, слабо затронутой химическим выветриванием в условиях аридного-семиаридного климата и пониженной влажности.

Непосредственно на границе перми и триаса и в индских отложениях (Прудовка, Афанасиха-Сарафаниха, Андреево, Анисимово, Спасское) наряду с гипергенно-измененным биотитом встречается свежий хлорит, оруднелые витрокласты основного состава, относительно свежие пакеты биотита-хлорита с ярко выраженным плеохроизмом, веретенообразные хлоритизированные и/или с корочкой закаливания витрокласты. Их присутствие указывает на привнос пепловых частиц и дальнейшее

разубоживание вулканического материала терригенными осадками, отлагавшимися флювиальным путем. Во второй половине индского яруса содержание пепловых частиц увеличивается до 15-17 %. Одновременно на данном уровне отмечается максимальная концентрация палыгорскита в пелитовой фракции. Прямая ассоциация максимальных концентраций пеплового материала и палыгорскита позволяет предположить, что широкое распространение палыгорскита напрямую коррелировало с поступлением нестойкого витрокластического материала в бассейн седиментации и с его дальнейшим преобразованием в условиях аридного - семиаридного климата [2].

Заключение. На рубеже перми и триаса в красноцветных отложениях двух разрезов Московской синеклизы отмечается пепловый материал кисло-среднего состава в вятское и среднего-основного(?) состава в индское время. Значительная его часть преобразована и диагностируется по наличию тонких прослоев чистого смектитового состава и по палыгорскиту в пелитовой фракции в ассоциации с повышенным содержанием вулкано-кристаллокластов во вмещающих отложениях. Максимальные концентрации свежих вулканокластов и криптопирокластики в виде палыгорскита хорошо согласуются с раннетриасовым пиком траппового вулканизма Восточно-Сибирской магматической провинции.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00706 А.

Литература

1. *Ван А.В., Казанский Ю.П.* Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука. 1985. 127 с.

2. *Ломова О.С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. Тр. ГИН АН СССР.Т. 336. М.: «Наука». 1979. 180 с.

3. *Карлов Н.Н., Кравченко А.И.* Четвертичные вулканические пеплы окрестностей г. Днепропетровска. // Тр. комиссии по изуч. Четвертичного периода. Т. 13. 1957. С. 290 – 299.

Ю.К.Советов[1, 2], Л.В.Соловецкая[1, 2]
[1]ИНГГ СО РАН, Новосибирск
[2]НГУ, Новосибирск

ГРАНИЦА КЕМБРИЙ-ВЕНД И ГЕОДИНАМИКА: РОЛЬ СЕДИМЕНТОЛОГИИ В ГЛОБАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

Зональный принцип биостратиграфической корреляции для границы кембрий-венд не акцентирует внимание на причины ее глобальности в смысле границы геологических эр и эонов (!): палеозой-неопротерозой, фанерозой-протерозой. На важность геологического (палеогеографического, климатического, геодинамического)

аспекта геологических систем, в частности, венда всегда обращал внимание Б.С.Соколов [1,2]. Он подчеркивал связь венда с кембрием в том смысле, что явные признаки палеозоя – скелетные организмы немакит-далдынской биоты - появились, как считалось, в позднем венде.

Глобальность перемен на поверхности планеты, следуя смыслу слова, должна определяться её физикой (геодинамикой) или катастрофическим космическим импактом. Научно достоверные факты о революционном космическом воздействии на Землю на рубеже кембрий-докембрий не известны. Поэтому обращено пристальное внимание на экзогенные системы - осадочные бассейны, наиболее чувствительные к эндогенному влиянию.

Граница кембрий-венд, принятая в России, конкурирует, в части применения для целей корреляции, с границей кембрий-эдиакаран, кембрий-докембрий, принятой стратиграфической комиссией международного союза геологов [3,4]. В России граница кембрий-венд проведена по основанию томмотского яруса и обязательна как стандарт в ОСШ [3,5]. В международной стратиграфической шкале (ISC IGU) эта граница соответствует времени 535±1 млн. лет [6]. В карбонатной системе, в стратотипическом разрезе на р. Алдан, эта граница совпадает с основанием 8-го слоя юдомской свиты и ее корреляция, как популяционного феномена, зависит от распространенности археоциатовых ассоциаций, связанных со средой обитания и «очевидностью» *кембрийского взрыва* и биологической диверсификации [5]. Однако первые скелетные животные SSF появились значительно раньше и образуют немакит-далдынскую (маныкайскую) ассоциацию [7].

Другой поиск наиболее приемлемого варианта границы кембрий-докембрий происходил в силицикластической (терригенной) мелководно-морской осадочной системе, представленной пачкой Майстери Лейк (Mystery Lake) на полуострове Ньюфаундлэнд в Канаде [8]. Авторы проекта руководствовались принципом смены биозон (ихнозон) и внезапным появлением ассоциации следов жизнедеятельности с видом-индексом *Trichophycus pedum*. По представленным данным граница связана с началом трансгрессии и сменой отложений дельты и морского приливного прибрежья – отложениями мелководного шельфа. Эта граница закреплена в Международной стратиграфической шкале (ISC, 2012) как граница кембрий-эдиакаран с датой 541±1 млн. лет [4]. Очевидное различное биостратиграфическое обоснование двух границ и их разновременность было подробно обсуждено в [8].

Ранее рассматривалась проблема границы кембрий-венд с точки зрения региональной геологии и эволюции осадочных бассейнов Сибирской платформы [9]. Анализ осадочных систем венда и их корреляция [10] убеждают в том, что в позднем венде в результате амальгамации палеоконтинентов (кратонов) появилась колоссальная

по объему горная система (суперороген), которая оставила свой след в форландовых бассейнах Сибири, Австралии, Центральной Африки, Антарктики и Европы. В океан и моря было вброшено огромное количество кластики и растворенных веществ. Недолго просуществовавший суперконтинент (Гондваналэнд, Паннотия) распался, и отделившиеся его части были затоплены мелкими морями. Результат коллапса суперорогена отразился на юго-западе Сибирской платформы появлением двух сопряженных осадочных систем: многочисленных аллювиальных конусов выноса и, сменивших их в короткое время, прибрежных комплексов терригенных и смешанных терригенно-карбонатных отложений. Литотипом аллювиального и прибрежно-морского комплексов могут служить отложения усть-тагульской свиты Бирюсинского Присаянья, а пояс коррелятивных седиментологических аналогов протягивается вдоль юго-западной и западной границ платформы более чем на 2000 км. С началом трансгрессии и формированием прибрежных комплексов связана обильная ихнобиота с видом-индексом *Trichophycus pedum (Treptichnus pedum)* [10], а также первые SSF. Этот стратиграфический уровень по седиментологическим критериям и их геодинамическим причинам может коррелироваться с границей кембрий-эдиакаран и фортунским ярусом в терригенной системе пачки Майстери Лейк в Канаде.

Кембрийский взрыв биоразнообразия и приобретение морскими животными минерального скелета представляет, по нашей гипотезе, отдаленную реакцию биосферы на: (1) колоссальный континентальный вброс химических элементов в мировой океан в позднем эдиакаране и (2) поступление ювенильного мантийного вещества в новообразованный океан при распаде суперконтинента Паннотия в раннем кембрии. Глобальное событие – появившаяся способность многоклеточных организмов извлекать кальций из морской воды, как можно предполагать, возникла не для защиты от хищников, а как вынужденная реакция на изменившуюся геохимию мирового океана.

Литература

1. *Соколов Б.С.* Очерки становления венда. М: КМК Scientific Press Ltd. 1997. 153 с.

2. *Соколов Б.С.* Вендская система в общей стратиграфической шкале России (приложение к сборнику статей конференции). //*Федонкин М.А.* (*отв. ред.), Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства», (Москва, 23-25 мая 2013 г.).* М: ГИН РАН. 2013. 3-48

3. *Жамойда А.И.* Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР и России. Её значение, назначение и совершенствование. Доклад на Всероссийской конференции «Общая стратиграфическая шкала России. Состояние и перспективы её обустройства. Геологический Институт РАН, Москва, 23-25 мая 2013. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2013. 24 с.

4. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., & Fan J-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36. 2016. 199-204.

5. Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене. Сибирская платформа // III Международный симпозиум по кембрийской системе. Новосибирск: Наука СО. 1990. 20-29
6. *Landing E.* Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // Geology. v.22. No2. 1994. 179-182
7. *Миссаржевский В.В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М6Наука. 1989. 235 с.
8. *Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В.* Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия в проблеме или ошибка? //Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.5. №1. 1997. 21-31
9. *Sovetov, J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events.// *Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., and Zulauf, G., (eds.) The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geol. Soc. of America Spec.Publ.* Paper 423. 2007, 549–578.
10.*Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем. Литосфера, 18(1), (2018), 20-45.

В.М. Сорокин, В.Л. Лукша
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ОСАДКОВ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ)

Во время последнего цикла оледенение – межледниковье длительностью около 20 тыс. лет уровень Черного моря изменялся с амплитудой до 100 м. Это определило особенность питания глубоководной впадины глинистым терригенным материалом. В условиях высокого положения уровня из-за нахождения речных источников материала вблизи современной береговой линии роль глинистого вещества в глубоководном осадконакоплении минимальна и наблюдается его смешение. При минимальном уровне в регрессивную стадию реки разгружались непосредственно в глубоководную впадину, где активизировалось формирование крупных и мелких глубоководных конусов выноса (ГКВ) и произошла дифференциация провинций глинистых минералов осадков.

В западной половине Черного моря питание осуществляется из разных источников. В северную область поступает различающийся по минеральному составу речной материал с Восточно-Европейской и Скифской платформ, Горного и Равнинного

Крыма, альпийских и герцинских сооружений Европы. Область питания южной области впадины расположена в зоне альпийской складчатости Западного и Центрального Понта.

Состав глинистых минералов современных речных выносов из платформенных регионов наиболее разнообразен. В нем при доминировании плохо окристаллизованного иллита 1М и 2М отмечается повышенного количество неупорядоченных смешанослойных образований с преобладанием монтмориллонита и каолинита. Из таврической серии Горного Крыма выносится преимущественно иллит 2М, отмечается повышенное количество хлорита и малая доля упорядоченных смешанослойных образований. В выносе Дуная преобладает иллит 2М, монтмориллонит и хлорит. В глинистом материале с Понта отмечается максимальное количество смектитов с подчиненным значением иллитов 2М.

В изученных нами осадках северо-западного шельфа основным глинистым минералом является деградированная высокожелезистая гидрослюда политипов $2M_1$ и 1М, на долю которой приходится до 50-60%. Смектиты (20-25% фракции) представлены исключительно смешанослойной фазой гидрослюда-монтмориллонитового состава с преобладанием монтмориллонитовых межслоев. Суммарное количество каолинита и хлорита около 15%, причем термоустойчивость вермикулитизированного хлорита низкая. По направлению к бровке шельфа окристаллизованность минералов улучшается. Содержание гидрослюд достигает 65%, уменьшается их железистость. В составе смешанослойных (15%) также преобладают пакеты монтмориллонитового типа. Улучшается окристаллизованность каолинита, повышается термоустойчивость хлорита. Основным источником глинистого вещества являются выносы Днепра и Ю.Буга. Глинистые минералы во взвеси и аллювии рек при впадении в море отличаются очень плохой окристаллизованностью, наличием аморфного вещества, низкой термоустойчивостью. Подобными свойствами характеризуются осадки самых северных разрезов, близких к устьевым частях рек. Изменения в структуре глинистых минералов при удалении от берега, улучшение их окристаллизованности связаны, по-видимому, с длительностью переноса в морской воде и увеличением минерализации последней.

Иным составом глинистых минералов отличаются осадки авандельты Дуная и шельфа к юго-западу от него. По нашим данным в выносе Дуная содержится 50-55% мусковитоподобной гидрослюды политипа $2M_1$, 25-30% монтмориллонита, 10% хлорита и около 5% каолинита. Осадки близлежащего шельфа к югу и юго-западу от Дуная характеризуются родственным составом: 60-65% гидрослюды, 20-25% монтмориллонита, 10-15% хлорита. Близкий состав глинистых минералов свойственен голоценовым и новоэвксинским осадкам Дунайского конуса выноса, причем это

относится и к их структурным особенностям. Здесь определено 55-60% иллита, 15-20% хлорита, 20-30% смектитов (монтмориллонит и смешанослойные иллит-монтмориллонитового состава), примесь каолинита.

Осадки южной части Черного моря отличаются высоким содержанием монтмориллонита до 40-50% и более, который выносится турецкими реками, дренирующими вулканические породы Понтид. Хорошо окристаллизованный диоктаэдрический иллит политипа $2M_1$ имеет подчиненное значение. В минимальных количествах отмечены магнезиально-железистый хлорит и каолинит.

В новоевксинских осадках, отвечающих максимуму последнего оледенения и минимальному уровню моря, в северной части моря отмечается наибольшее количество иллита (до 85% и более) при отсутствии монтмориллонита и наименьшем содержании других минеральных видов. В соответствующих по возрасту осадках южной части впадины определено увеличение доли иллита (до 60-65%) при снижении роли монтмориллонита (15-20%).

Выполненный нами анализ показал следующее. При высоком уровне моря, теплом послеледниковом климате и минимальной активности Дунайского ГКВ и Днепровского ГКВ наблюдается четкое разделение 2 крупных провинций глинистых минералов с максимальным смещением к северу границы между ними. При этом северная провинция образовалась путем смешения материала дунайского, днепровского и крымского источников. Южная провинция при этом формировалась в результате переноса в глубоководную впадину мутьевыми потоками материала турецкого происхождения. При минимальном стоянии уровня моря, ледниковом климате и максимальной активности ГКВ произошло смещение далеко к югу дунайско-днепровской провинции и изменение состава слагающего ее комплекса глинистых минералов.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-05-00684 А.

И.Е. Стукалова, Ю.Г. Цеховский
Геологический институт РАН, Москва

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ В МЕЗОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИНАХ

В мезозойских отложениях Забайкалья, Прибайкалья и Монголии пласты углей и горючих сланцев имеют широкое распространение. В мезозойских рифтогенных впадинах Забайкалья накопление большинства угленосных толщ началось в средней

юре и продолжалось в верхней юре и раннем мелу в гумидной климатической зоне [1, 2]. Угленосными являются: букачинская (тугнуйская) свита (средняя юра), улангинская свита (средняя юра – начало нижнего мела) и тургино-витимская свита (нижний мел, валанжин – апт). В Северной и Центральной Монголии (в зоне перехода от гумидного к аридному климату) промышленные залежи углей в рифтогенных грабенах известны в юре и раннем мелу.

Особенности распространения, строения и условия накопления угленосных толщ детально изучены на примере Западного Забайкалья, где они широко развиты и достигают наибольшей мощности. На территории Западного Забайкалья юрские и нижнемеловые угленосные отложения заполняют цепочки небольших удлиненных приразломных депрессий (обычно односторонних грабенов), ширина которых достигает 10-20 км. Особенностью их строения является высокая угленасыщенность, присутствие мощных пластов углей, а также быстрая фациальная смена в прибортовых разрезах тонкообломочных угленосных отложений мощными толщами грубообломочных пород.

Исследования последних лет позволили значительно уточнить существующие представления об условиях формирования мезозойских угленосных отложений на территории Западного Забайкалья. Было установлено, что большинство из них (за исключением нижнеюрских) принадлежат к фэновой формации, которая заполняла грабены среди равнинного рельефа [3]. Для этих отложений характерно преобладание неокатанных, плохо сортированных обломков среди грубообломочных пород, наличие в осевых частях удлиненных впадин равнинного аллювия с широким развитием пойменных озер и болот и отсутствие здесь отложений горных рек. К фэновым формациям относят средне-верхнеюрские отложения тугнуйской и галгатайской свит и нижнемеловые отложения муртойской, убукунской и холбольджинской свит. На основе проведенных исследований построена модель формирования мезозойских отложений в данных районах.

Мезозойские угли Западного Забайкалья подразделяются на 3 группы: бурые, переходные от бурых к каменным и каменные – марок Д и Г. В месторождениях Гусиноозерского района присутствуют бурые (Б) и переходные от бурых к каменным (БД) марки углей. На территории Тугнуйской депрессии развиты разные типы каменных углей (Д, Д-Г, Г-ПЖ). Отмечается увеличение степени метаморфизма углей от более молодых к более древним по возрасту месторождениям.

Главными факторами, способствующими образованию мощных угольных пластов, являются бурный расцвет растительности в условиях гумидного климата, широкое развитие болотных фаций, быстрое опускание области торфонакопления в течение определенного времени, отсутствие массового привноса терригенного материала,

подавляющего торфонакопление. Все эти факторы имели место в юрско-раннемеловое время на территории Западного Забайкалья, где в узких удлиненных грабенах при погружении их дна накапливались угленосные толщи.

На территории Забайкалья и Монголии также широко распространены нижнемеловые горючие сланцы, представленные плотными тонкоплитчатыми породами серого, темно-серого и коричневато-бурого цвета. Вследствие расщепляемости горючих сланцев на тонкие плитки они именуются «бумажными сланцами», часто в их составе отмечается большое количество кутикуловых и коровых тканей древних растений. Органическая часть сланцев в основном представлена остатками зеленовато-синих планктонных водорослей с примесью растительного детрита. Минеральная составляющая представлена глинами и мельчайшими обломочными зернами силикатов, алюмосиликатов, а также карбонатами (кальцитом или доломитом). В минералах тяжелой фракции обычно доминирует пирит.

Горючие сланцы встречены в терригенных отложениях, где они образуют самостоятельные прослои различной мощности. Часто сланцы генетически связаны с пластами углей. Горючие сланцы переслаиваются с терригенными и карбонатными породами, при этом они слагают продуктивные пачки, достигающие большой мощности, до 100 м. В Бон-Цаганской впадине Гобийского Алтая, как и в других изученных районах, бумажные сланцы имеют преимущественно тонкоплитчатое строение и окрашены в серый или темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Согласно проведенным исследованиям эта окраска обусловлена рассеянным органическим веществом (коллоальгинитом – разложенным тонкодисперсным водорослевым материалом). Особенностью строения сланцев является присутствие карбонатов (кальцита или доломита), которые рассеяны в породе.

Исследования нижнемеловых отложений Забайкалья и Монголии, приуроченных к рифтогенным структурам, позволяют раскрыть причину высокой насыщенности органическим веществом накапливавшихся здесь отложений. Это объясняется своеобразными условиями осадконакопления в данных структурах, а также участием в седиментогенезе и катагенезе этих комплексов глубинных процессов.

Литература

1. *История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна* М. – Л. :Изд-во АН СССР.1963. 335 с.

2. *Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука. 2006. 204 с.

3. *Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Стукалова И.Е.* Седиментогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах Центральной Евразии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 78 – 86.

Н.В. Танинская, Н.Н.Колпенская, И.С. Низяева, М.Н.Грислина, В.Н. Зельцер, М.А. Мясникова,
АО «Геологоразведка», Санкт-Петербург

СЕДИМЕНТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Альбские отложения нижнего мела являются одним из основных нефтегазоносных комплексов, с которым связываются перспективы новых открытий, преимущественно на севере Западной Сибири в Ямало-Гыданском регионе.

Литолого-фациальная реконструкция обстановок осадконакопления проводилась на основе методики седиментационного моделирования [1], опробованной на многих объектах Западной Сибири.

Объектом исследования являются отложения яронгской свиты нижне - среднеальбского возраста одного из месторождений в Полуйско-Ямало-Гыданском фациальном районе. Отложения свиты вскрыты в 45 скважинах исследуемого района работ.

В ранне-среднеальбское время в результате обширной трансгрессии, на исследуемой территории были развиты морские условия седиментации. В позднеальбское время морские условия частично сменяются обстановкой прибрежно-морской равнины, временами заливаемой морем. По результатам фациальной интерпретации керна, изученного из интервалов группы пластов ХМ можно сделать вывод, что образование этих отложений в целом происходило по модели дельты с приливно-отливным влиянием.

На основании седиментологического изучения керна и фациальной интерпретации ГИС определено, что формирование пласта **ХМ 3-1** происходило в условиях мелководно-морского шельфа и частично подводной части дельты. Породы представлены аргиллитом алевритистым, с тонкими прослоями песчаника тонкозернистого алевритистого и алевролита глинистого карбонатизированного с биотурбацией *(Helminthopsis)*. Отмечаются текстуры штормовых волн, нарушенные биотурбацией (преобладают *Phycosiphon*, реже *Planolites, Thalassinoides?*), что свидетельствует о низкой гидродинамике среды.

Образование пласта **ХМ3** происходило преимущественно в подводной части дельты с обширным конусом выноса. По керновым данным установлена фация дистального конуса выноса дельты. Она представлена чередованием пачек переслаивания песчаника тонкозернистого с прослоями алевролита глинистого, с реликтами штормовых волн и биотрубацией *(Chondrites)*, аргиллитом алевритистым,

интенсивно биотурбированным *(Phycosiphon, Planolites, Teichichnus)* и массивным алевро-песчаником с углефицированным детритом по напластованию.

Отложения продуктивного пласта **ХМ2** сформированы при проградации дельты, при образовании конусов выноса с дельтовыми каналами. По данным фациальной интерпретации керна выделены фации дельтового канала и среднего конуса выноса дельты.

Фация дельтового канала представлена песчаником от тонкозернистого алевритового до тонко-мелкозернистого; цемент от глинистого до карбонатного. Отмечаются текстуры мелкой косой слойчатости ряби течения, сдвоенные глинистые слойки, намывы крупного углефицированного растительного детрита с мелкими вкраплениями сидерита.

Фация среднего конуса выноса дельты представлена переслаиванием пачек алевролита глинистого, алевро-песчаника и песчаника. Реликты штормовых волн, а также текстуры волновой ряби, подчеркнуты намывами сидеритизированного углефицированного растительного детрита. В породе наблюдается раковинный детрит, в кровле слоя отмечаются включения пирита.

Формирование пласта **ХМ 1** происходило при трансгрессии моря, поэтому область развития конусов выноса сокращается. На северо-западе рассматриваемой территории прогнозируется мелководно-морской шельф.

Диагностированы фации дельтового канала, проксимального конуса выноса дельты, среднего конуса выноса дельты, продельты, нижнего мелководно-морского шельфа.

Фация дельтового канала представлена песчаником от тонкозернистого алевритового до мелкозернистого; цемент от глинистого до карбонатного. Текстуры: массивная, редкие знаки ряби течения, взмучивания, мелкие гальки сидеритизированного аргиллита, фито-детритовые импульсы, образующие горизонтальную слоистость.

Фация проксимального конуса выноса дельты представлена алевролитом песчаным с прослоями песчаника, некоторые из которых с карбонатным цементом. На плоскостях напластования большое количество крупных обломков древесины, углефицированных листьев растений.

Фация среднего конуса выноса дельты представлена пачками переслаивания алевро-песчаника и аргиллита алевритистого с прослоями песчаника. Встречаются реликты текстур штормовых волн, градационная слоистость, волновая рябь, раковинный детрит и сидерит.

В результате комплексных исследований керна, ГИС, палинологических и микрофаунистических анализов построены фациальные карты-схемы нижне-

среднеальбских отложений яронгской свиты для пластов ХМ3-1, ХМ3, ХМ2, ХМ1. В ранне- среднеальбское время осадконакопление происходило преимущественно в условиях мелководно-морского шельфа, подводной части дельты с конусами выноса и дельтовыми каналами, морского края и надводной части дельты. В условиях регрессии моря формировались конусы выноса подводной части дельты.

Литература

1. *Шиманский В.В., Танинская Н.В., Колпенская Н.Н.* Методические аспекты прогноза неструктурных ловушек углеводородов на примере юрско-нижнемеловых отложений Западной Сибири // Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы. Отдел геологический. 2014. Т. 89. Вып.4. С. 24-39.

М.А. Тугарова, Б.В. Белозеров, Р.З. Фаизов
ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ В ПРОЕКТАХ НЕФТЯНЫХ КОМПАНИЙ

Современный этап прогноза нефтегазоносности недр и разработки месторождений углеводородов (УВ) характеризуется существенным усложнением геологического строения изучаемых объектов, представленных в основном осадочными породами. Это приводит к повышенным требованиям к уровню литологических исследований и интерпретации получаемых данных.

О.В. Япаскурт в своих последних работах сформулировал основные направления развития и первостепенные вопросы фундаментальной литологии [1, 2, 3], которые все больше приобретают актуальность при решении нефтегазопоисковых задач.

Вопросы теоретической литологии, которые еще недавно обсуждались исключительно в академических кругах, зачастую становятся рутинными при изучении нефтегазоносных комплексов, осваиваемых нефтяными компаниями.

Породы нефтегазоносных комплексов характеризуются все более сложными вещественно-структурными признаками. Помимо традиционных - терригенных, глинистых, карбонатных пород и солей – в их строении все больше фиксируются породы кремнистого, фосфатного и даже аллитового составов. Стадиальные процессы, приводящие к формированию фильтрационно-емкостного пространства в породах-коллекторах как правило многостадийны.

Особое место занимают бажениты и доманикиты – нетрадиционные источники УВ. Их состав, строение и свойства во многом определяются битуминозной составляющей,

которая может быть представлена как в свободной форме, так и в виде органоминеральных соединений. Аналитический комплекс, нацеленный на их изучение, включает практически весь имеющийся в современной геологии набор методов. Представления о генезисе этих осадочных образований базируются на многофакторности явлений: нормально-осадочных, биотических, вулканических и эпигенетических, подчиненных определенным этапам тектоногенеза.

С доманикитами связана еще одно интересное явление, которое академиком А.Н. Дмитриевским и его коллегами была обозначена как «матричная нефть» [4]. Авторы рассматривают матричную нефть как новую разновидностью УВ сырья. Описан механизм образования и совместного преобразования УВ и карбонатной фазы пород - карбонатно-органических полимеров – от коллоидной системы до кристаллической породы, сложенных надмолекулярными образованиями со структурным и химическим единством органической и неорганической составляющих [5].

Изучение резервуаров, связанных с кристаллическими фундаментами, проводится на объектах Сибири и Паннонского бассейна (Сербия). Большинство выявленных залежей относится к верхней части фундамента: чаще к элювию, образованному по кристаллическим породам, а также к пластам, сложенным продуктами переотложения кор выветривания. Крайне редко решается проблема разделения пачек неизмененных кристаллических пород фундамента, элювия и продуктов его переотложения и, тем более, идентификация тектонических брекчий на фоне грубообломочных «нормально осадочных» пород и линейных кор выветривания. Это, в первую очередь, объясняется сложностью их дифференциации геофизическими методами, а во вторую, частым отсутствием представительного керна, возможностью его тщательного анализа и генетической интерпретации. Четкий алгоритм построения геологических моделей для подобного типа месторождений отсутствует, а стандартные приемы резервуарной геологии не дают удовлетворительных результатов.

К приведенным выше примерам задач и направлений нефтегазовой литологии следует добавить следующие:

- биотические аспекты седиментогенеза и эпигенеза;
- нефтематеринские свойства и потенциал докембрийских пород, их наложенный флюидальный эпигенез;
- роль УВ флюидов и продуктов их трансформации в формировании ФЕС карбонатных резервуаров;
- оценка магматических и вулканогенно-гидротермальных процессов в генерации УВ и формировании полезной емкости как результата тектоно-метасоматоза.

В целом, на примерах локальных объектов (месторождений) формируется понимание осадочных бассейнов как сложных органо-минерально-породно-флюидных систем, взаимодействующих с эндогенными явлениями, а новая научная тема, сформулированная О.В. Япаскуртом как «процессы и факторы в зоне осадкообразования и стратисфере и их моделирование» [3, с. 23] становится задачей концептуального моделирования нефтяных месторождений. Одним из трендов последних лет в нефтегазовой отрасли являются цифровые технологии (алгоритмы машинного обучения, обработка и анализ больших объемов данных (Big Data), автоматизация операций, разработки в области искусственного интеллекта, облачные решения), которые могут быть реализованы при обобщении многофакторных данных по осадочным объектам и способствовать решению фундаментальных вопросов литологии, открывая новые возможности и направления интеграции традиционных литологических исследований в производственные процессы разведки и добычи углеводородов.

Литература

1. *Япаскурт О. В.* Литология. Разделы теории: В двух частях: Часть I: Процессы и факторы эпигенезиса горных пород: диагностика и системный анализа: Учебное пособие. М.: МАКС Пресс, 2013. 216 с.

2. *Япаскурт О. В.* Литология. Разделы теории: В двух частях: Часть II: Закономерности врутристратисферного осадочнопородного эпигенеза и их типизация: Учебное пособие. М.: МАКС Пресс, 2013. 188 с.

3. *Япаскурт О. В.* Основные концепции развития литологических исследований на современном уровне: Проект для обсуждения на 6-м Всероссийском литологическом совещании 2011 г. М.: МАКС Пресс, 2010. 30 с.

4. *Дмитриевский А.Н., Скибицкая Н.А., Яковлева О.П., Кузьмин В.А., Зекель Л.А., Прибылов А.А.* Увеличение ресурсного потенциала газоконденсатных месторождений за счет высокомолекулярного сырья («матричной нефти») // Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа и развития нефтегазового комплекса России. М.: ГЕОС, 2007. С. 360 – 377.

5. *Скибицкая Н.А., Яковлева О.* Перспективы освоения ресурсовматричной нефти // Специализированный журнал «Бурение & Нефть». 2011. № 6. – http://burneft.ru/archive/issues/2011-06/1

А.В. Храмцова[1], А.П. Вилесов[1], М.В. Лебедев[1], M. Sousa[2]
[1]ОАО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень, Россия
[2]«Роснефть Бразил», г. Рио-де-Жанейро, Бразилия

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕКВЕНСОВ ФОРМАЦИИ НИЖНЯЯ ЖУРУА БАССЕЙНА СОЛИМОЙС, БРАЗИЛИЯ

Бассейн Солимойс расположен в верхнем течении реки Амазонка, относится к классу внутрикратонных осадочных бассейнов. Формация Jurua (карбон) залегает на отложениях Jundiatuba и перекрывается формацией Carauari, подразделяется на верхнюю и нижнюю субформации [1, 2]. Субформация Lower Jurua изучена нами по керну пяти скважин в полном объеме. Формирование отложений происходило преимущественно в континентальных условиях (аллювиальных, флювиальных, эоловых и озерных). Небольшое значение имеют фации приливно-отливных отмелей и лагун, а так же морские фации прибрежного терригенного мелководья.

Нижняя граница субформации Lower Jurua выделяется в подошве фаций флювиальных ветвящихся русел, с эрозией залегающих на морских терргиненно-глинистых осадках формации Jundiatuba. Верхняя граница проводится по поверхности стратиграфического несогласия.

В отложениях Lower Jurua выделены 3 секвенса 2-го порядка (снизу вверх по разрезу): SQI, SQII, SQIII (пласты JR-100, JR-90, JR-80) и прослежены по площади. Секвенсы 2-го порядка подразделяются на серию секвенсов 3-го порядка, границы которых так же прослеживаются по керну. Нижняя граница секвенса 3-го порядка проводилась в подошве эоловых фаций и флювиальных отложений (LST), перекрывающих прибрежно-морские отложения (HST).

Секвенс SQI выделен только в северо-западной части бассейна Солимойс мощностью от 5 до 80 м (центр бассейна) и подразделен по площади на три лито-фациальных зоны (ЛФЗ). Во внешней ЛФЗ преобладают песчаные осадки (> 90 %) флювиальных каналов и эоловых покровов. Мощность отложений не превышает 5 -20 м, лишь локальными участками может составлять 35 - 70 м. Средняя зона по комплексу фаций близка к первой, доминируют по разрезу фации сплетающихся русел, эоловых покровов и временных озер, но несколько увеличивается мощность озерных фаций. Содержание песчаников во второй зоне SQI составляют 60 - 70 % от мощности разреза, а глинисто-алевритовых отложений - 30 - 40 %. Во внутренней ЛФЗ секвенса SQI отложения имеют максимальную мощность – от 45 до 80 м. В этой зоне выделены песчаные осадки сплетающихся русел, эоловых покровов; значительную долю имеют алевритово-глинистые отложения пересыхающих озер. Довольно обычны отложения

аллювиальных фэнов небольшой мощности. Общее содержание песчаников в разрезе достигает 60 %, глинисто-алевритовых отложений - 40 %.

По сравнению с нижележащими отложениями площадь распространения секвенса SQII увеличивается. Мощности меняются до 35 - 40 м, достигая максимальных значений в центральной части бассейна седиментации. Внешняя ЛФЗ характеризуется небольшой мощностью отложений (до 20-25 м), в разрезе здесь преобладают песчаники сплетающихся русел и эоловых покровов. Доля песчаников достигает 80 % и более, а глинисто-алевритовых отложений не превышает 20 %. В восточной части бассейна ширина первой зоны увеличивается. Вторая ЛФЗ протягивается с запада на восток, постепенно сужаясь в этом же направлении; мощность отложений в ней изменяются от 15 до 30 м. В разрезе присутствуют глинисто-алевритовые осадки морских и переходных фаций; их доля в разрезе составляет 10-30%. Песчаники флювиальных каналов и эоловых покровов в разрезе составляют <70-90 %.Третья ЛФЗ с максимальными мощностями (20-40 м) расположена севернее второй и языками вдается в нее. В зоне преобладают песчаные осадки (60-80 % разреза) флювиальных каналов, эоловых дюн и песчаных покровов. В то же время до 20-40 % разреза формируют глинисто-алевритовые отложения лагун, озер и пересыхающих озер (плай). Ассиметричная конфигурация зон обусловлена миграцией эоловых аккумулятивных форм с севера, из зон дефляции, на юг, в районы аккумуляции.

Площадь распространения секвенса SQIII частично сокращена по сравнению с площадью подстилающего SQII. Мощность изменяется в пределах 0 - 15 м, на отдельных участках возрастая до 20 - 25 м. В строении секвенса принимают участие континентальные, переходные и морские отложения. На площади отложения секвенса разделены на три ЛФЗ. Внешняя зона характеризуется минимальной мощностью отложений - от 0 до 5 м, здесь развиты песчаные и алеврито-песчаные эоловые покровы; содержание песчаных и алевритовых осадков составляет 50:50 %. Вторая ЛФЗ повторяет контуры первой, но имеет изменчивую ширину. Толщина секвенса в ней изменяется от 5 до 15 м. В зоне развиты преимущественно песчаные осадки эоловых дюн и междюнных отложений. Встречаются глинисто-алевритовые отложения временных озер; их доля в разрезе секвенса не превышает 10-20 %. Максимальную ширину и мощность вторая зона имеет в восточной части осадочного бассейна. Третья зона формирует обширную область в северо-западной части осадочного бассейна; толщина секвенса достигает в ней 10-15 м. Разрез имеет сложное строение и пестрый фациальный состав. Общая толщина алевритово-глинистых осадков озер, лагун, литорали, морского мелководья может достигать 50 % от мощности разреза.

В результате изучения кернового материала, установлено, что отложения Lower Jurua формировались в аридном климате, преимущественно в континентальных

условиях. Важную роль в формировании, переносе и седиментации обломочного материала играли ветровые процессы. Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники эоловых дюн и флювиальных каналов внешних ЛФЗ, которые имеют наибольшие мощности и распространение в составе секвенса 2-го порядка SQII.

Литература

1. *Elias, A.R.D., L.F. De Ros, Mizusaki, A.M.P., Anjos, S.M.C. (2004).* Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, Northern Brazil: Sedimentary Geology, 169, pp. 191-217.

2. *Eiras JF.* Geology and Petroleum System of the Solimões Basin, Brazil. American Association of Petroleum Geologists Abstracts, 1998. P. 446.

Ю.Г. Цеховский[1], Б.А. Богатырев[2], В.В. Жуков[2]

[1]ГИН РАН, Москва

[2]ИГЕМ РАН, Москва

ЛИТОГЕНЕЗ НА ГУМИДНОЙ ПЕНЕПЛЕНИЗИРОВАННОЙ СУШЕ КАЗАХСТАНА И СИБИРИ НА РУБЕЖЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА

На примере отложений пограничной мел-палеогеновой эпохи для Северного Казахстана и Южной Сибири доказано своеобразие процессов континентального литогенеза для областей с гумидным субтропическим климатом и в эпоху пенепленизации суши [1]. Установлено существенное изменение всех звеньев цепи литогенеза: условий выветривания и мобилизации материала в областях денудации, характер его транспортировки и осадконакопления в области аккумуляции, а также процессы диагенеза. В это время в областях денудации формировались мощные латеритные коры выветривания и накапливались преимущественно зрелые по составу продукты ее перемыва. Они представлены красноцветно-пестроцветными толщами: кремнисто-каолиновой в эрозионно-тектонических впадинах, и каолинит-бокситовой в карстовых депрессиях.

Из выровненных областей денудации поступали и накапливались преимущественно тонкообломочные осадки (каолиновые глины с линзами кварцевых песков). При этом в гумидных ландшафтах с субтропическим климатом преобладающее развитие получали фации временных потоков (преимущественно пролювий плоскостного смыва), а отложения равнинных рек, озер и болот

(характерные для современной эпохи) встречались редко. Причина появления подобного необычного для гумидных ландшафтов набора фаций объясняется следующим. Атмосферные осадки, попадая на существенно глинистые (водопроницаемые) отложения формировали на их поверхности периодически возникающие временные потоки. Небольшие запасы грунтовых вод и отсутствие крупных водоносных горизонтов в преимущественно глинистой толще препятствовало возникновению родников участвующих в появлении постоянных водотоков и водоемов иа земной поверхности.

На древней пенеплензированные суше активизировались процессы карстообразования. При этом в кварц-каолиновых корах выветривания усиливался дренажа атмосферных осадков и вынос кремнезема, что способствовало формированию латеритного элюви. Его бокситоносные продукты перемыва накапливались в небольших по размеру глубоких карстовых воронках. Последние усложняли окружающий пенепленизированный рельеф, а их крутые прибортовые уступы служили поставщиками галечно-бобовых и щебнистых бокситов и каолиновых глин. В характеризуемых карстовых воронках наибольшее развитие получали делювиально-пролювиальные фации и реже встречались отложения балочного аллювия, а также озерно-болотные осадки. Роль каолиновых глин возрастала в периодически проявляющиеся этапы ослабления карстообразования и выравнивания рельефа.

В характеризуемую эпоху небольшие объемы терригенного материала, поступающего из выровненных областей денудации, часто способствовали возникновению перерывов осадконакопления. С последними было связано появление в кварц-каолиновой и каолинит-бокситовой толщах внутриформационных кор выветриваниями – горизонтов выветривания и отличных от элювия областей денудацией [1]. Их субстратом служили зрелые по составу продукты перемыва кварц колитных или латеритных кор выветривания местами содержащие примесь незрелого по составу материала.

При этом в областях аккумуляции осадков осуществлялось вторичное довыветривание пород в горизонтах выветривания: каолинизация алюмосиликатов, разрушение кварца, а также аморфизация (аллофанизация) каолинита с последующим его преобразованием в гиббсит в латеритнлм элювие. В результате погружении дна впадин и карстовых воронок в характеризуемых горизонтах выветривания автомрфный режим преобразования осадков (с выносом компонентов из элювия) сменялся на гидроморфный. В последним случае осуществлялся приток в породы ряда компонентов

с почвенно-грунтовыми водами и формирование минералов кремнезема, глинозема и гидроокислов железа.

Характерным для кварц-каолиновой и каолинит-бокситовой толщ было образование линз массивных пород – кирас (кремнистых, глиноземистых и железистых). Выделяются их различные генетические типы [1]: в горизонтах выветривания (с остаточным накоплением гиббсита, а также возникшие за их пределами с перераспределением гиббсита, кварца и гетит-гематита или при цементации данными минералами обломочных пород (кварцевых песков и щебнисто-галечно-бобовых бокситов). Литификация осадков происходила в основном при субаэральном диагенезе с участием почвенно-грунтовых вод. Наиболее интенсивное их преобразование осуществлялось в горизонтах выветривания, а также в кирасах возникших при цементации обломочных пород. Главными аутигенными минералами, являлись выделения опала, халцедона, гетита, гематита, аллоофана и гиббсита.

Локально проявляющиеся процессы субаквального диагенеза в большинстве случав были представлены его разновидностью – проточным диагенезом [2], при котором происходило вынос железа и обеление пород, а также перераспределение окислов железа и глинозема в каолинит-кремнистой и бокситоносной толщах. С обычным диагенезом связано появление конкреций пирита в редких линзах углистых глин.

С учетом проведенных исследований разработанная к настоящему времени теория литогенеза должна быть дополнена разделом, раскрывающим своеобразные процессы осадконакопления в древник эпохи пенепленизации рельефа.

Работа проводились в рамках государственной темы № 0135-2018-00-34.

Литература

1. *Цеховский Ю.Г.* Седименто-и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987 188 с.

2. *Бушинский Г.И.* (1977) О выветривании, промывном гидролизе и проточном диагенезе и кагенезе // Литология и полез. ископаемые. № 6. 1977. С. 32 – 43.

А.В. Черешинский
ВГУ, Воронеж

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ КИМБЕРЛИТОВ ДЕВОНСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Наиболее древним коллектором на Воронежской антеклизе (ВА) является палеозойский, представленный девонскими и каменноугольными образованиями.

Девонский промежуточный коллектор широко распространен, однако проб на минералы-индикаторы кимберлитов (МИК) из образований этого возраста, отобрано сравнительно мало. Это объясняется значительной глубиной залегания девонских пород.

Из образований среднего девона (дорогобужская и клинцовская свиты) центральной части антеклизы выделен уплощенный осколок диопсида. Зерно соответствует хромсодержащему диопсиду с низким количеством Cr_2O_3 (0,7 %), Al_2O_3 (0,25 %) и Na_2O (0,4 %) [1].

В ходе работ по ГДП-200 по территории листа М-37-I (Курск) хромшпинелиды выделены из двух скважин, в одной отмечаются 4 знака, в другой – 5. Хромшпинелиды сильно окатаны и имеют небольшой размер (0,1–0,2 мм). Для хромитов из отложений девона характерно повышенное количество железа и титана, содержание Cr_2O_3 колеблется в широких пределах – от 4,5 до 51 %. По своему химическому составу изученные зерна являются низкохромистыми и не являются МИК.

Из прочих, возможно, высокобарических минералов, выявленных в девоне Курской области необходимо отметить единичные зерна хромшпинелидов выделенные из ряда скважин [1]. Значение этих находок, в настоящее время, без геохимических исследований оценить трудно.

В отложениях ястребовского возраста встречены многочисленные пикроильмениты и хромшпинелиды (юго-восток ВА, группа разрезов Павловской площади). Они представлены кристаллами и их обломками, как правило, слабо окатанными [2]. Их содержания в пробах составляет от единичных знаков до нескольких тысяч. По химическому составу и морфологическим признакам они соответствуют пикроильменитам и хромшпинелидам из туфов и туфопесчаников ястребовской свиты. На северо-западе ВА в ястребовском коллекторе выделены отдельные знаки низкохромистых хромшпинелидов [3].

Из отложения петинской свиты (центральная часть ВА) выделены хромшпинелиды, пикроильмениты, хромдиопсиды. По химическому составу хромдиопсид низкохромистый, содержание Cr_2O_3 составляет 0,63 %, Al_2O_3 – 1,96 % и Na_2O – 0,86 %.

В пикроильменитах количество MgO колеблется от 5,47 до 9,86 %. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет 34,98–38,56 %, Al_2O_3 – 6,26–9,46 %, TiO_2 – 5,15–5,21 %.

Мамонская толща опробована на юго-востоке Воронежской антеклизы, из МИК встречены пикроильмениты, хромшпинелиды и хромдиопсиды [3, 4]. Пикроильмениты угловатые, оскольчатые, окатанные зерна единичны. Количество зерен в пробах меняется от нескольких знаков до нескольких тысяч (в пересчете на пробу объемом 10 литров). По химическому составу зерна характеризуются повышенным содержанием MgO (до 11 %) и Cr_2O_3 (до 1,6 %) [4] и соответствуют пикроильменитам из кимберлитов. Хромшпинелиды представлены плоскогранными октаэдрами, для них характерны невысокие содержания Cr_2O_3 (не более 46 %) и повышенные TiO_2 (4–9 %). Хромдиопсиды встречены в виде единичных знаков, они низкохромистые и по химическому составу не соответствуют хромдиопсидам кимберлитового генезиса.

Образования каменноугольного возраста опробованы в «курском грабене», который представляет собой участок, где отложения каменноугольной системы сохранились от размыва в результате вертикального опускания. Большая часть проб, отобранных из керна скважины (континентальные отложения визейского яруса нижнего карбона), содержали повышенные концентрации хромшпинелидов, до 106 знаков на пробу. Хромшпинелиды представлены плоскогранными октаэдрами. Степень окатанности у большинства зерен высокая и соответствует 3–4 классу. Для хромшпинелидов из каменноугольных отложений характерно содержание Cr_2O_3 29,3–64,3 %, TiO_2 0,01–5 %, Al_2O_3 7,74–29,7 % [3]. На диаграмме Н.В. Соболева две пробы попадают в поле составов хромшпинелидов алмазной ассоциации.

Находки хромшпинелидов, пикроильменитов и хромдиопсидов в палеозойских отложениях, в том числе принадлежащие алмазной ассоциации, позволяют предполагать, что к этому времени уже были сформированные кимберлитовые трубки. Наиболее перспективными промежуточными коллекторами для опробования на МИК являются породы мамонской толщи и визейского яруса.

Литература

1. *Бобров С.П.* Оценка перспектив алмазоносности территории Курской области / С.П. Бобров. – Отчет ООО ПГП «Притяжение», г. Калуга, за 2001. Т. II. Государственный регистрационный № 34–2000–146/1.00. В 3 т. 203 с.

2. *Канцеров В.А.* Ильменитоносные вулканогенно–осадочные породы верхнего девона юго–востока Воронежской антеклизы / В.А. Канцеров. Автореф. дис. к. г.–м.н. Харьков: ХГУ, 1984. 23 с.

3. *Шевырев Л.Т.* Алмазоносность центральной части Восточно-Европейской платформы (Воронежская антеклиза) / Л.Т. Шевырев, А.В. Черешинский. Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 90. Воронеж: ВГУ, 2015. 283 с.

4. *Михайлов М.В.* Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов / М. В. Михайлов, Г. А. Беляев, Т. С. Кузьмина и др. // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С. 158–177.

С. Чэнь, К.М. Седаева
МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА КИТАЯ (ЛЕССОВОЕ ПЛАТО)

Лессовые отложения широко распространены в Центральной Азии, и они обладают характерными и достаточно устойчивыми признаками и свойствами: преимущественно пылеватым составом и просадочностью. Трудами многих исследователей XIX и XX веков установлено, что лессовые отложения – это лёссы, лёссовидные породы и связанные с ними ископаемые почвы, формирующие собой лессово-почвенные комплексы (ЛПК), которые отвечают разным морским изотопным стадиям (МИС) и климато-стратиграфическим подразделениям плейстоцена и голоцена, а литологически – разным седиментационно-элювиальным циклам. В них различают две стадии: восходящую прогрессивную (седиментация и накопление мелко-тонкообломочного материала) и нисходящую, регрессивную (ослабление динамики среды, эрозию с образованием прослоя ископаемой почвы).

Объектом исследования послужил разрез лессовых отложений Цаосянь, расположенный на северо-западе Китая, на высокой равнине (1200-1500 м над уровнем моря), в юго-восточной части пустыни Гоби, в Ордосской излучине среднего течения р. Хуанхэ. Микроскопические исследования показали, что они представляют собой слабо сцементированные алевролиты, в той или иной степени глинистые, с незначительной примесью песчаного материала (*неравномерно рассеянного по разрезу*), с обилием открытых пор из-за наличия контактового и пленочного типов цемента глинистого или известково-глинистого состава, нередко слабо ожелезненного. Поэтому лёссовые отложения характеризуются высокой (>40%) пористостью и просадочностью. Их цементация происходила на стадии диагенеза нередко с последующим преобразованием в связи с проявлением метеорного гипергенеза. Вследствие этого породообразование в них не может служить разделительным барьером между процессами выветривания и диагенеза, и с геологической точки зрения они часто проявляются синхронно на разных уровнях разреза четвертичных отложений.

В минеральном составе пород ЛПК выделяются следующие породообразующие компоненты: аллотигенные, привнесенные извне (*кварц–силикатного,*

алюмосиликатного и отчасти карбонатного состава), и аутигенные – смектита, реже его смешанных минеральных фаз, карбонатов (*кальцита, доломита*), сульфатов (*гипс*) и крайне редко сульфидов и оксидов железа (*пирит и гетит*). Гранулометрические исследования лессовых пород ЛПК показали, что среди них присутствуют алевролиты глинистые и сильно глинистые их разности, иногда слабо песчанистые. Наиболее часто встречаются алевролиты глинисто-тонкопесчанистые с преобладанием песчаной фракции над глинистой составляющей и алевролиты тонкопесчанисто-глинистые с преобладанием глинистой фракции над песчаной**,** неравномерно чередующиеся между собой. В них наблюдается**: 1)** высокое (более 70%) содержание алевритовой составляющей с резким преобладанием крупной фракции над мелкой; **2)** повышенное содержание (от 20,3% до 27,2%) глинистой составляющей (менее 0,005мм). Однако по результатам минералогического анализа, выяснилось присутствие в них аутигенных (карбонатных, реже сульфатных) минералов пелитовой размерности на отдельных интервалах разреза, наличие которых понижает содержание самих глинистых минералов по сравнению с данными гранулометрического анализа. Тонкопесчаная примесь присутствует постоянно, но её содержание колеблется в широких пределах: от 2.7% до 20.2%, как и глинистой фракции (от 11.7% до 27.2%). По всему разрезу отмечается очень низкое (менее 1%) содержание мелкопесчаной фракции, а на отдельных интервалах разреза она отсутствует. Средне- (0,3%) и мелкопесчаная (0,1–0,3%) примесь изредка наблюдается в алевролитах**,** в минеральном составе которых выявлено, судя по результатам минералогического анализа, присутствие глинистых минералов от 17% до 32%, что возможно связано с присутствием достаточно плотных глинистых агрегатов (окатышей), которые были привнесены из долины р. Хуанхэ. Их присутствие можно рассматривать как индикаторы появления местного источника обломочного материала в связи с изменением розы ветров и динамики воздушного потока в разные сезоны года.

Лессовое плато расположено между холодной Сибирью и теплым Южным Китаем, где осенью и зимой ветры дуют с севера, с Сибири и Монголии, а летом в муссонный период – с Тихого океана. Источниками обломочного материала являются элювиальные образования, аллювиально-делювиальные и эоловые отложения плиоцена и эоплейстоцена пустыни Гоби, и отчасти одновозрастные с ними мелко-тонкообломочные пойменные и возможно старичные отложения р. Хуанхэ. Несмотря на повышенное содержание глинистой и отчасти песчаной фракций лессовые породы относятся к типичным лессам, а их кластогенный материал является продуктом механической дифференциации в воздушной среде.

Детальные литологические исследования лессовых отложений разреза Цаосянь (Лессовое плато Китая) показали: 1) неравномерное, фрактальное распределение

частиц разных фракций по разрезу; 2) видовой состав породообразующих компонентов кластогенной части пород ЛПК практически одинаковый, изменяется лишь процентное их содержание; 3) присутствие местного более крупного по размерам (*в основном, мелко- и среднепесчаной размерности*) обломочного материала в виде глинистых окатышей в связи с изменением розы ветров и динамики воздушного потока в разные сезоны года; 3) частое несоответствие данных гранулометрического анализа пород лессово-почвенных комплексов результатам минералогического анализа, что необходимо учитывать при дальнейших исследованиях лессовых отложений и в целом континентальных мелко-тонкообломочных пород, отдельные компоненты которых могли возникнуть в разных обстановках и при различных условиях, а также на разных стадиях осадкообразования.

Авторы благодарят старших научных сотрудников института географии РАН Курбанова Р.Н. и Константинова А.Е. за предоставленный им материал.

Т.А. Шарданова [1], Е.В. Карпова [1], Р.Р. Сабирьянова[2]
[1]МГУ им М.В.Ломоносова, Москва
[2]ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва

РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ АНОМАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНА (АРБ)

При изучении перспектив нефтегазоносности отложений баженовской свиты, которые в настоящее время вызывают повышенный интерес для нефтяников, необходимо отметить группу залежей, которые приурочены к баженовской свите верхней юры с аномальным типом разреза (АРБ).

Объектом исследования являются верхнеюрские отложения АРБ Имилорского месторождения в Западной Сибири, которые подстилаются глинистыми породами георгиевской свиты и перекрываются породами ачимовского терригенного клиноформенного комплекса неокома. Для разрезов АРБ, общей мощностью от 21 до 47м, характерно чередование пелитоморфных высокоуглеродистых пород («черных сланцев») со слойками радиоляритов и песчаных тел разной мощности. Первая группа пород обладает пелитоморфной структурой и высоким содержанием органического вещества (ОВ). По минеральному составу выделяются: абиоморфные силициты, глинистые силициты с содержанием глинистых минералов до 30%, обогащенные сапропелевым ОВ и кремнистые, известково-кремнистые радиоляриты с содержанием глинистых минералов менее 10%. Реже глинистые породы, обогащенные гумусовым

ОВ. Среди глинистых минералов преобладает гидрослюда (до 60%), в меньшей степени смешаннослойные: слюда-смектит (до 25%), хлорит-смектит (до 2%), хлорит магнезиально-железистый (до 10%), каолинит (до 15%).

Присутствие в разрезах баженовской свиты обломочных пород определяет своеобразный облик АРБ. По вещественному составу они принадлежат к аркозовой группе. По соотношению с вмещающими породами были выделены алевро-песчаные пластовые и секущие (песчаные дайки) тела разной мощности. Проведены их детальные седиментологические исследования. Для маломощных слоев песчаников (толщиной от нескольких мм, до 10см) характерно как однородное строение, так и градационная слоистость (с постепенным переходом в глинистые породы). Также, встречаются пластовые песчаные тела толщиной более 20см средне-мелкозернистые массивные, редко горизонтально-слоистые. Встречаются неполные циклы Боума, включения угловатых обломков пород баженовской толщи, местами отмечается конволютная слоистость. Часто прослои песчаников могут иметь резкие неровные контакты без следов пластичных деформаций с вмещающими породами; редко контакты эрозионные с «захватом» подстилающих осадков. Генетический анализ позволил отнести эти песчаники к гравитационному типу, т.е. в их формировании участвовали автокинетические потоки разной плотности, как низко-, так и высокоплотностные. Также выделяются крупные алевро-песчаные и песчано-алевритовые тела, мощностью до нескольких десятков метров, смятые в конседиментационные складки. Их формирование обусловлено оползневыми процессами.

По поводу происхождения этих песчаных тел есть несколько основных точек зрения. Одни исследователи склонны считать, что АРБ формировались за счет гравитационных потоков (в том числе оползневых) в волжское время, другие считают, что терригенные разности в них связаны с неокомскими турбидитами и внедрением последних в титонские высокоуглеродистые комплексы бажена [1,2]. Проведенный генетический анализ подтвердил седиментологическую модель формирования АРБ, которая опирается на гипотезу, в соответствии с которой баженовские высокоуглеродистые породы являются самыми глубоководными фациями клиноформного терригенного комплекса, фациально замещая его в западном направлении. А в трансгрессивные этапы перекрывают ранее сформировавшиеся песчано-алевролитовые пласты «ачимовского облика».

Таким образом, гравитационные процессы проявляются на разных этапах формирования осадочного комплекса.

а) На стадии седиментации гравитационный тип проявляется в виде схода маломощных потоков, которые формируют мм и см прослои песков в кремнисто-

глинистых (георгиевская свита) и глинисто-кремнистых илах (баженовская свита). В тонкослоистой баженовской толще встречаются интервалы, насыщенные слойками с градационной слоистостью и резкими нижними границами. Отдельные слойки радиоляритов также несут следы переотложения. Мощные высокоплотностные потоки, формируют однородные песчаники. За счет особенностей динамики потока (ламинарное движение), они обладают высоким эрозионным воздействием на подстилающие осадки. Присутствие интракластов остроугольной формы указывает на быструю степень литификации баженовских осадков (аналогичные потоки отмечаются и в перекрывающих разрезах сортымской свиты неокома). Однако осадки обладали некоторой степенью пластичности, так как отмечаются следы пластичной деформации тонкослоистых силицитов под тяжестью песков. На отдельных участках, в условиях пологого склона в пределах песчаного слоя отмечаются внутрипластовые деформации за счет оползневых процессов. Крупные оползневые блоки нередко имеют двучленное строение: внизу глинисто-песчано-алевритовый интервал, смятый в конседиментационные складки; выше интервал песчаный. Необходимо подчеркнуть, что в наиболее полных разрезах снизу вверх отмечается определенная последовательность, смена гравитационных процессов от маломощных потоков - мощных потоков - оползень. Подобная цикличность может быть связана с эвстатическими колебаниями.

б) Постседиментационный этап. Гравитационный процесс проявляется в виде оползания комплекса слабо литифицированных осадков (как фоновых силицитов, глин, так и слоев песков). Эти процессы проявляются в виде изменения углов наклона, конволютного смятия песков совместно с пелитоморфными высокоуглеродистыми силицитами, процессов выдавливания песков в кремневые осадки разной степени литификации и формирование песчаных даек. Подобные процессы могут возникать в результате тектонической активизации, например в результате подвижек по конседиментационным разломам.

Литература

1. *Бембель С.Р., Цепляева А.И.* Геологическое строение и некоторые особенности формирования аномальных разрезов баженовской свиты в Западной Сибири // Вестник ПНИПУ, Сер.13. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2014. No 10. С.7-17.

2. *Гришкевич В.Ф.* Макроструктура берриас-аптских отложений Западной сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень: Издательский Дом «ИздатНаукаСервис», 2005. 116 с.

Л.А. Шмелёва
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА (БАССЕЙН Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Все осадочные породы при перекрытии их вышележащими отложениями проходят погружение и процесс «прогрессивного литогенеза» или катагенеза, за которым следует метагенез или метаморфизм. Если породы начинают воздыматься, процесс сменяется на регрессивный эпигенез, а для метаморфизма – это стадия регрессивного метаморфизма или диафтореза [1]. Все изменения пород, как при погружении, так и при воздымании являются стадиально-эпигенетическими преобразованиями, которые необходимо учитывать при диагностировании вещественного состава исходного осадка и палеогеографических реконструкциях.

Верхнеордовикские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения на Северном Урале наиболее распространены в бассейне р. Илыч, где вскрыты в разрезе Амбар Кырта (амбаркыртинская свита сандбия), на р. Б. Косью (риф Большая Косью среднего катия, яптикшорская свита верхнего катия, верхнеручейная свита хирнанта) и на руч. Закола-Ёль (яптикшорская свита). Проведенные литологические исследования этих отложений показали, что они в различной степени преобразованы вторичными процессами.

Грануляция наиболее выражена в биогермных и биокластовых разностях известняков в разрезе на р. Б. Косью, где этот процесс затрагивает обычно зоо- и фитогенные фоссилии. В результате происходит замещение крупнозернистого карбонатного материала мелкими карбонатными зёрнами и их агрегатами.

Перекристаллизация пород интенсивнее всего выражена в разрезе Амбар Кырта, где проявилась в полной перекристаллизации карбонатных илов и формировании тонкокристаллических структур. В известняках на р. Б. Косью она выражена слабее, в цементирующей массе проявляется в переходе от пелитоморфного к микрозернистому кальциту, в структурных компонентах – в сохранении теней первичной структуры.

Выщелачивание. Пустотное пространство (пористость) в той или иной степени развито во всех изученных породах и сформировалось в результате выщелачивания на разных стадиях преобразования пород.

Кальцитизация наиболее часто проявляется в образовании регенерационных каемок вокруг члеников криноидей и крустификационных (вадозных) каемок вокруг структурных компонентов и крустификационного цемента, а также в инкрустации первичных и вторичных пор и трещин кальцитом разных генераций.

Доломитизация широко развита в разрезе на руч. Закола-Ёль, где первоначально известняковые породы подверглись полной эпигенетической доломитизации. На р. Б. Косью в биогермных известняках можно наблюдать неравномерную доломитизацию, которая проявлена в виде пятен, послойных скоплений ромбоэдров доломита либо развита по био- и литокластам. Там же в литокластовых известняках яптикшорской свиты доломитизация затрагивает только участки матрикса (или цемента), а в биокластовых известняках верхнеручейной свиты – приурочена к стилолитам.

Окремнение проявлено в эпигенетических доломитах яптикшорской свиты, где развивается в основной массе в виде пятнистых форм микрокристаллического строения, выполняющими поры и каверны.

Стилолиты представляют собой волокнисто-шиловидные, клиновидно-столбчатые, зубчато-остроугольные и разветвленные внутрипластовые швы с высотой выступов, достигающей 10.0 см. Швы обогащены глинистым материалом, ОВ, доломитом и пиритом.

Рассланцевание развито в кристаллических известняках и сланцах амбаркыртинской свиты. На фоне развития сланцеватости также наблюдаются порфиробластовые включения кварца.

Трещиноватость характерна для всех изученных типов пород. Разноориентированные трещины выполнены сульфатами, кремнистыми минералами, доломитом либо кальцитом. В доломитах яптикшорской свиты на руч. Закола-Ёль встречаются зоны тектонического брекчирования, к которым часто приурочена сульфидная минерализация [2].

Особенностью формирования палеозойских отложений севера Западного склона Урала является тот факт, что начиная с кембрия и до конца карбона при накоплении отложений более глубокие горизонты палеозойского разреза (ордовикские в том числе) испытали прогрессивный литогенез. Карбонатные породы при этом проходили ряд последовательно сменяющих друг друга стадий, выразившихся в изученных породах в проявлении процессов грануляции, перекристаллизации, частичного выщелачивания, кальцитизации и доломитизации, а на более поздних стадиях – стилолитизации. Глинисто-карбонатные отложения при прохождении прогрессивного литогенеза претерпели процессы рассланцевания, выразившиеся в преобразовании глинистых минералов в сторону формирования хлоритов и перераспределении кремнезема. Во время проявления Уральской фазы орогенеза на рубеже ранней-средней перми [3] шельфовые палеозойские породы были вовлечены в складчатость и смяты в складки северо-западного и северо-восточного простирания, разбиты на блоки, часть из которых испытала воздымание. Прогрессивный литогенез сменился регрессивным

эпигенезом, проявившимся в ордовикских породах в процессах тектонического брекчирования, трещинноватости, выщелачивания и окремнения.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-Ф17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

Литература

1. *Япаскурт О.* В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 379 с.

2. *Силаев В. И.* Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации (Западно-уральско–Вайгачский регион. Л.: «Наука», 1982. 234 с.

3. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. 280 с.

А.Ю. Юрченко, Н.И. Савченко, Е.Е. Карнюшина
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

СТАДИИ КАРБОНАТИЗАЦИИ ТОЛЩ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Исследования карбонатизации толщ нефтегазоносных бассейнов (НГБ) свидетельствуют, что эти явления связаны с разнообразными постседиментационными процессами - стадиальными и наложенными. Ожидается, что они проявляются последовательно в зонах диагенеза, катагенеза, водно-углеводородных контактов (ВУК) и действия гидротермальных растворов. Однако на практике мы находим следы наложенных процессов даже в зоне диагенеза [1] .

Диагенетическая карбонатизация связана со стадией конкрециеобразования в условиях выделения углекислоты при разложении органического вещества (ОВ) и/или за счет перераспределения карбонатов морского происхождения находящихся в осадке. Главным процессом такого разложения ОВ, является бактериальная сульфат-редукция. В подзоне раннего-среднего протокатагенеза при сравнительно низких температуре и давлении вследствие проникновения инфильтрационных вод поддерживается постоянный подток атмосферного CO_2. В результате в проницаемых флюидонасыщенных пластах проявляется реакция карбонатного равновесия. Начиная с позднего протокатагенеза, ниже зоны инфильтрации развивается элизионная водоносная система, источником углекислого газа в которой служат преимущественно преобразующиеся компоненты ОВ и гидролизующиеся рассеянные карбонаты (обычно биогенные) глинистых пород [2].

При температуре более 75-80°С за счет процессов созревания ОВ пульсационно увеличивается количество CO_2 и органических кислот, что выражено в развитии зон, где сочетаются явления коррозии и осаждения карбонатов. При температуре выше 110-120°С все большее значение приобретает CO_2, поступающий из глинистых пород за счет гидролиза, рассеянных в них карбонатов [2].

В осадочных бассейнах на фоне стадиальных катагенетических изменений отложений отмечаются локальные аномалии их физических свойств и минерального состава [3]. Основная причина их возникновения заключается в появлении неравновесных по отношению к поровым растворам флюидов и ассоциаций, несвойственных отложениям той зоны катагенеза, в которой находится толща осадочных пород [4]. Растворы в НГБ могут стать неравновесными в результате воздействия миграционных продуктов изменения как рассеянного, так и концентрированного ОВ. Зоны ВУК являются в таком случае концентрированным выражением проявления различных геохимических процессов. В целом же вся внешняя поверхность углеводородной системы может рассматриваться как геохимическая аномалия во вмещающих осадочных толщах.

Другой тип наложенных процессов в зоне катагенеза связан с гидротермальной деятельностью, поступлением CO_2 глубинного генезиса и развитием метасоматической зональности. Последняя выражена прерывистым (от зоны к зоне) изменением минерального состава пород с тенденцией к образованию резких фронтов замещения, так как скорость их продвижения контролируется составом минералов исходной породы. Характерным результатом метасоматических процессов является уменьшение числа сосуществующих минералов по мере замещения полиминеральной породы, хотя на фронте замещения число минеральных видов может возрастать [5]. Метасоматоз наиболее интенсивно протекает в хорошо проницаемых пластах, что было показано многими исследователями для областей развития гидротермальной деятельности.

Для определения условий и стадий карбонатизации продуктивно использование изотопных методов исследования [1]. Изотопный состав углерода карбонатных минералов отражает вариации изотопного состава суммарной углекислоты, растворенной в воде. Изотопный состав кислорода используется для расчета температуры кристаллизации карбонатных минералов, но также зависит от $\delta^{18}O$ воды, находившейся в равновесии с карбонатами. Например, для карбонатизированных пород верхнеабалакско-баженовской толщи центральной части Западно-Сибирского НГБ изотопный анализ позволил решить упомянутые выше задачи. В результате были выявлены как стадиальные, так и наложенные процессы карбонатизации, в том числе действие метановых сипов в зоне диагенеза и гидротерм в подзоне мезокатагенеза исследованной толщи.

Литература

1. *Юрченко А.Ю.* Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири. Автореферат на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: МГУ, 2017. 25 с.

2. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере восточного Предкавказья). М., Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).

3. *Карнюшина Е.Е., Файер М.М.,Чочия Г.Л.* Вторичное минералообразование в ареалах залежей нефти и газа / Обзор. Геология, методы поисков и разведки м-ний нефти и газа. М., ВИЭМС, 1989. Вып. 9. 41 с.

4. *Лебедев Б.А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. М.: Мир. 1976. 536 с.

5. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969. 111 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Антошкина А.И.

Микробиолиты как индикаторы изменения окружающей среды и биотических кризисов в карбонатных системах на примере силура севера Урала ……..…… 8

Антипова О.А., Пошибаев В.В., Постникова О.В.

Катагенетические изменения пород-коллекторов венда зоны Ангарских складок (на примере мошаковской свиты тасеевской серии) ……..…… 10

Бойко Н.И.

О генезисе доломитов верхнеюрской карбонатной формации Центрального Предкавказья ……. 12

Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А.

Аутигенные минералы алеврито-песчаных пород нижнемеловых резервуаров запада Гыданской НГО …….. 15

Вишневская В.С.

Юрско-меловые «кальцисфериды» России и методы их исследования ……..…. 17

Гончаренко О.П., Московский Г.А., Соломон М.В., Шелепов Д.А.

Морфоструктурные типы сильвинитов, сильвин-галитовых пород Прикаспийской впадины ……. 19

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н, Кулагина Е.И.

Кристаллокластические известняки в отложениях нижнего карбона Колганского прогиба (Оренбургская область) …….. 22

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н

Синтектонический УВ-содержащий кальцит как показатель миграции нефти в зоне передовой складчатости Южного Урала …….. 24

Дмитриев Д.А., А.В. Жабин

Среднеэоценовые глинистые отложения южной части Центрально-Черноземного региона …… 26

Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А.

Карбонатные конкреции в песчаных породах кодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала) ……. 29

Жабин А.В., Дмитриев Д.А.

Самородный свинец в окремненных верхнемеловых породах правобережья реки Дон ……... 31

Журавлева Л.М.

Сонахождение минералов-антагонистов в отложениях нормально соленых бассейнов – результат микробиальной деятельности …..…… 33

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Доржиева О.В.

Глобулярные слоистые силикаты в процессе формирования и преобразования рифейских осадочных пород оленекского поднятия: минералого-геохимические и изотопные данные …… 36

Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т., Зайцева Т.С.

Глауконит в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия северной Сибири (Оленекское поднятие) …….. 38

Карпова Е.В.

Гидротермальный метасоматоз в коллекторах неокома Большехетской впадины ……. 40

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

«Ломонтитовые столбы» северной части Западно-Сибирской плиты – новый объект поиска углеводородного сырья …….…… 43

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

Фактор локального тектонического неравновесия – основа прогноза зон изоляции углеводородов баженовской свиты ……. 45

Кудаманов А.И., Агалаков С.Е.

К вопросу о цикличности седиментации верхнего мела Западной Сибири …… 47

Кузнецов В.Г.

Литология – седиментология: структура науки ……..……... 50

Кулешов В.Н.

Геохимия изотопов легких элементов (H, C, O, S) в седименто- и литогенезе как метод стадиального анализа ……. 52

Лаломов А.В.

Россыпи в системе литогенеза ……..……... 54

Лошкарева В.А., Китаева И.А.

Стадийность вторичных процессов в продуктивных горизонтах венд-нижнекембрийских карбонатных отложений юга Сибирской платформы …... 57

Майорова Т.П., Седаева К.М.

Особенности пиритовой минерализации в известняках Горного Крыма …… 59

Мануковский С.В., Крайнов А.В., Милаш А.В.

Каолинитовые глины месторождения «Козынка» …….……... 62

Мельничук О.Ю., Гуляева Т.Я., Рянская А.Д., Исаков А.Ю.

Постседиментационные преобразования верхнедевонских и нижнекаменноугольных глинистых пород восточного склона Среднего Урала …... 64

Меркушова М.Ю.

Доломиты игнатеевской свиты неоархея Воронежского кристаллического массива (ВКМ) …….. 66

Микерина Т.Б.

Геологические циклы седиментогенеза и нефтеобразования в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне ……..…… 69

Милаш А.В.

Характеристика минерального состава глинистых отложений девона юго-востока Воронежской антеклизы …… 71

Милаш А.В., Черешинский А.В.

Вещественный состав и строение ястребовских образований юго-востока Воронежской синеклизы …….. 73

Никулин И.И.

Историко-генетический анализ формирования залежей богатых железных руд как продуктов остаточных кор выветривания пород железисто-кремнисто-сланцевой формации (на примере Курской магнитной аномалии) ……. 76

Никулин И.И.

Палеоген-неогеновые алмазоносные депрессии стыка Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Предуральского краевого прогиба (Вишерский алмазоносный район, Пермский край) ……... 78

Платонов М.В.

Анализ терригенно-минералогических ассоциаций как метод восстановления условий седиментогенеза ……. 80

Пономаренко Е.С.

Два типа раннедиагенетических цементов верхнесилурийского рифа Илыч (Северный Урал) ……... 83

Попков В.И.

Генезис и постседиментационные преобразования позднепалеозойских толщ песчаномысско-ракушечной зоны поднятий Южного Мангышлака …….. 85

Попков В.И., Попков И.В.

Палеозой складчатого основания Скифско-Туранской платформы и перспективы его нефтегазоносности …….. 88

Постников А.В., Постникова О.В., Идрисова Е.К.

Структура пустотного пространства как определяющий фактор развития постседиментационных процессов в природных резервуарах …… 90

Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Изъюров А.Д.

Стадийность эпигенетического минералообразования в продуктивных нижневендских отложениях восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы . 92

Постникова О.В., Кулагина Н.К., Духненко Ю.А., Кузнецов А.С.

Аутигенная калишпатизация пустотного пространства пород-коллекторов продуктивных отложений венда ……. 94

Предтеченская Е.А., Злобина О.Н.

Карбонатные и глинистые минералы как индикаторы гидротермальных процессов в современных и древних осадочных толщах ……. 96

Пустыльникова В.В.

Примеры внестадийных процессов в породах рифей-вендского возраста параметрической скважины Майгуннская 275 (западный склон Бакитской антеклизы, Красноярский край) …….. 102

Ростовцева Ю.В., Краснова А.В., Гаврилов А.Е., Полянский Б.В.

Вулканиты как объект поисков залежей углеводородов ……..……. 104

Рябинкина Н.Н.

Литологические особенности визейских терригенных отложений западного склона Урала ……. 106

Савко А.Д.

Литология и полезные ископаемые верхнего девона Воронежской антеклизы . 109

Савко А.Д., Шевырёв Л.Т., Меркушова М.Ю.

Литолого-фациальный анализ железисто-кремнистого осадконакопления в палеопротерозое Курско-Криворожского бассейна (ККБ) …….……. 111

Сандула А.Н., Шадрин А.Н.

Литология визейских отложений (р. Илыч, Северный Урал) ……... 114

Седаева К.М., Арефьев М.П., Ульяхин А.В.

Криптокластика и её диагностика в красноцветных пермотриасовых отложений Московской синеклизы ……..…….……. 116

Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.

Граница кембрий-венд и геодинамика: роль седиментологии в глобальной стратиграфии ……. 119

Сорокин В.М., Лукша В.Л.

Особенности формирования состава глинистых минералов осадков в условиях изменения уровня моря (на примере Черного моря) ……..…….. 122

Стукалова И.Е., Цеховский Ю.Г.

Закономерности образования углей и горючих сланцев в мезозойских рифтогенных впадинах …… 124

Танинская Н.В., Колпенская Н.Н., Низяева И.С., Грислина М.Н., Зельцер В.Н., Мясникова М.А.

Седиментационное моделирование альбских отложений севера Западной Сибири ……... 127

Тугарова М.А., Белозеров Б.В., Фаизов Р.З.

Теоретическая литология в проектах нефтяных компаний …….. 129

Храмцова А.В., Вилесов А.П., Лебедев М.В., Sousa M.

Седиментологические особенности секвенсов формации Нижняя Журуа бассейна Солимойс, Бразилия …….…… 132

Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В.

Литогенез на гумидной пенепленизированной суше Казахстана и Сибири на рубеже мела и палеогена …….…….... 134

Черешинский А.В.

Минералы-индикаторы кимберлитов девонских и каменноугольных образований Воронежской антеклизы …… 137

Чэнь С., Седаева К.М.

Литологическая характеристика лессовых отложений северо-запада Китая (лессовое плато) …… 139

Шарданова Т.А., Карпова Е.В., Сабирьянова Р.Р.

Роль гравитационных процессов при формировании аномальных разрезов бажена (АРБ) ……. 141

Шмелёва Л.А.

Эпигенетические преобразования в породах верхнего ордовика (бассейн р. Илыч, Северный Урал) …….……... 144

Юрченко А.Ю., Савченко Н.И., Карнюшина Е.Е.

Стадии карбонатизации толщ нефтегазоносных бассейнов ……. 146

Научное издание

ЭКЗОЛИТ – 2018

ЛИТОГЕНЕЗ: стадийность, процессы и диагностика

Годичное собрание (научные чтения),
посвященное памяти доктора геолого-минералогических наук,
профессора *Олега Васильевича Япаскурта*
Москва, 14–15 мая 2018 г.

Сборник научных материалов

Отпечатано с готового оригинал-макета
Издательство «МАКС Пресс»
Главный редактор: *Е. М. Бугачева*

Подписано в печать 26.04.2018 г.
Формат 60x90 1/8. Усл. печ. л. 19,25.
Тираж 100 экз. Заказ 084.

Издательство ООО “МАКС Пресс”
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ имени М.В. Ломоносова,
2-й учебный корпус, 527 к.
Тел. 8 495 939-3890/93. Тел./Факс 8 495 939-3891.