



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И
ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

**ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ,
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

*Материалы VII Всероссийского литологического совещания
Новосибирск, 28-31 октября 2013 г.*

Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ И ОСАДОЧНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



**ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ,
СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОН-
НЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ**

**МАТЕРИАЛЫ
VII Всероссийского литологического совещания**

28-31 октября 2013 г.

Том II

Новосибирск

УДК 552.5+551

ББК 26.31

О-72

Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. / Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. II. – 422 с. – ISBN 978-5-4262-0046-3.

Сборник содержит материалы докладов VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.), рассматривающие широкий круг вопросов эволюции осадочных бассейнов в геологической истории Земли, условия и процессы возникновения и последующего стадийного изменения осадочных горных пород, цикличность их проявления и факторы, эту цикличность обуславливающие. В представленных материалах большое внимание уделено разнообразным современным методам исследования осадочных образований: литологическим, геохимическим, изотопно-геохимическим, геофизическим, петрофизическим и др., а также их комплексному применению для решения обширного спектра задач. Рассмотрены актуальные теоретические и практические проблемы литологии нефтегазоносных отложений.

Для широкого круга специалистов, а также для преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений, специализирующихся в области наук о Земле.

Ответственные редакторы:

Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян

Редколлегия:

Л.Г. Вакуленко, П.А. Ян, Е.А. Вакуленко, А.В. Каляда, А.Ю. Попов, М.М. Кротова

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-06102). Не подлежит продаже



*Публикация выполнена с авторских оригиналов
с незначительными редакционными правками*

Фото на обложке А.Ю. Попова

ISBN 978-5-4262-0046-3

© Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ РАН, 2013

© ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2013

ОПЫТ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ДОРАЗВЕДКЕ НЕФТЕНОСНЫХ ВОСТОЧНО-КАМЕННОЙ И ПОТАНАЙСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Е. Карнюшина, Н.И. Коробова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
evgem@geol.msu.ru, nataliya.korobova54@mail.ru

Литофациальные исследования юрских толщ нефтяных месторождений Каменное (Красноленинский свод) и Потанай-Картопьянское (Шаимский мегавал), открытых во второй половине прошлого века, были выполнены по данным изучения керна скважин, пробуренных в 1998–2004 гг. с целью доразведки продуктивных толщ в их восточных частях.

Работа с керном состояла из трёх этапов. Первый этап включал: 1) фотографирование керна в ящиках; 2) визуальную диагностику состава, структуры, текстуры пород и содержащихся в них включений; 3) описание керна в масштабе 1:20, анализ цикличности отложений (по Вассоевичу, 1977); 4) качественную оценку трещиноватости и других деструкций; 5) выявление визуальных признаков нефтеносности; 6) отбор образцов для макро-, микроописания и на различные виды анализов. Второй этап был связан с лабораторным изучением образцов: 1) их детальной макроскопической характеристикой и выявлением генетических признаков отложений; 2) описанием пород в петрографических шлифах и уточнением их состава методом рентгенофазового анализа; 3) типизацией пород по структуре, минеральному составу (по Шванову, 1987), построением соответствующих графических приложений. На третьем этапе обобщались материалы исследования: 1) для изученных интервалов разреза были построены колонки в масштабе 1:20 с вынесением на них информации по литологическим особенностям отложений; 2) выполнена типизация разрезов; 3) выделены литофации с учетом степени их песчаности; 4) построены литофациальные и седиментационные модели; 5) выделены генетические типы природных резервуаров и дан прогноз их распространения в пределах изученных площадей.

Результаты применения вышеперечисленных методических приемов рассмотрены на примере изучения терригенных юрских отложений тюменской и нижней части абалакской свит (пласт Ю₁²) Восточно-Каменной и Потанайской площадей.

На северо-западе Восточно-Каменной площади над базальным горизонтом нижней юры залегает пласт Ю₂₋₃, выше — пласт Ю₁¹, суммарная мощность отложений составляет 6–13 м. На северо-востоке и юге площади разрез тюменской и абалакской свит мощностью до 160 м представлен в полном стратиграфическом объеме. Между северной и южной территориями расположен выступ фундамента, перекрытый отложениями верхней части абалакской свиты (пласт Ю₁¹).

Состав песчано-алевритовых отложений базального горизонта преимущественно олигомиктовый с преобладанием кварца и обломков выветрелых метаморфических пород. Среди грубообломочных разностей, имеющих признаки коллювиальных накоплений, присутствуют типы от олигомиктовых до граувакковых, что полностью зависит от петрофонда местных источников сноса и степени изменений доюрских образований в коре выветривания.

Значительны вариации в составе обломочных компонентов и в залегающих выше сероцветных песчаниках и алевролитах тюменской свиты. Цемент этих пород контактового и пленочно-порового типов глинистого состава (иллит, хлорит, реже каолинит). Иногда наблюдается вторичный кальцитовый и сидеритовый цемент.

В тюменской свите часто встречаются ритмиты. Они имеют алевролитово-песчаный, алевролитовый, глинисто-алевролитовый, алевролитово-глинистый и глинистый состав. Глиносодержащие ритмиты обычно обогащены углефицированным растительным детритом, иногда содержат прослои и пропластки углей. Перечисленные разности пород образуют циклиты, характерные для речных долин.

В нижней части абалакской свиты распространены граувакковые песчаники, алевролитово-песчаные и алевролитовые ритмиты, накопившиеся в лагуне и в пролювиальных конусах выноса семиаридной области. Выделение пролювиальных отложений основано на представлениях о сухих дельтах аридных и семиаридных поясов (Шанцер, 1966). Описанные отложения отличаются пестроцветностью, нередко ожелезнены и карбонатизированы. В глинистом цементе помимо вышеуказанных компонентов присутствуют смешаннослойные смектит-иллитовые минералы.

На северо-западе Восточно-Каменной площади распространена грубообломочная литофация базального горизонта. Это коллювиальные конгло-брекчии и дресвяно-гравийные накопления переотложенного материала кор выветривания. Вверх по разрезу и по направлению на юго-восток и восток эти отложения замещаются гравийными, алевролитово-песчаными, реже алевролитово-глинистыми литофациями аллювия. Среди литофаций пласта Ю₂₋₃, толщиной до 12 м, залегающего со значительным стратиграфическим перерывом, в нижней части разреза распространены песчаная и алевролитово-песчаная литофации русел и прирусловых валов. Выше выделяется углисто-алевритово-глинистая литофация поймы, что типично для разработанных речных долин гумидных областей. Пласт Ю₁² представлен песчаной и песчано-алевритовой литофациями пролювиального конуса выноса, локально встречаются лагунные отложения с отпечатками остракод.

На юге площади базальный горизонт достигает толщины 58 м. Вблизи поднятия фундамента развиты грубообломочная коллювиальная и гравийно-песчаная русловая литофации, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитово-песчаной и углисто-алевритово-глинистой литофациями поймы. По направлению на юг и вверх по разрезу тюменской свиты объем угленосных литофаций увеличивается. Пласт Ю₁² достигает наибольшей мощности (17 м) на юге территории, где представлен песчано-алевритовой литофацией пролювиального конуса выноса.

На основе литофацильного анализа для основных стратиграфических подразделений юрской толщи построены модели седиментации. Предложено выделение северной и южной речных систем. В тюменское время осадкообразование в них шло в условиях гумидного климата. В раннеабалакское время произошла его аридизация, накопились пролювиальные и лагунные отложения.

Цикличность седиментации обусловила распространение линзовидных и шнурковых природных резервуаров. Среди них наиболее перспективные, с позиции оценки соотношения коллекторов и покрышек, находятся в тюменской свите на северо-востоке площади. Для аккумулятивных алевролитово-песчаных тел пласта Ю₁² ожидается их веерное распределение. Наибольшие толщины прогнозируются в средней части пролювиальных конусов выноса и в участках слияния разнонаправленных конусов. Региональной покрышкой для пластов абалакской свиты являются глинисто-кремнистые отложения баженовского горизонта.

На Потанайской площади суммарная толщина изученных юрских отложений не превышает 80 м. Их особенностью является локальное распространение и залегание на разновозрастных образованиях коры выветривания доюрского фундамента, который полностью был перекрыт осадками лишь в баженовское время (Карнюшина, 2005).

Типичные отложения верхней части тюменской свиты (17 м) описаны на севере площади, где залегают на доюрских дезинтегрированных хлоритовых сланцах. Здесь в разрезе сероцветных субугленосных отложений были выделены элементарные циклиты, характерные для аллювиальной долины. По особенностям строения эти циклиты образуют 7 циклопачек толщиной 0,8–3,2 м, входящих в состав глинисто-песчаной литофации. В нижней части циклопачек находятся преимущественно олигомиктовые и реже кварцево-граувакковые песчаники и алевролиты, обломочные компоненты которых являются продуктом переотложения кор выветривания доюрских пород. Верхняя часть циклопачек состоит из пойменных глинистых отложений с включениями углефицированных растительных остатков, в том числе ризоидов. Иногда в аллювиальных циклитах присутствуют пропластки и прослои каменных углей. Южнее описанного разреза в зоне распространения углисто-алевритово-глинистой литофации прослои углей достигают 0,2 м. Мощность углисто-глинистых частей циклопачек возрастает

вверх по разрезу, что обусловлено широким развитием пойм в поясе речного меандрирования.

Основная продуктивность площади Потанай связана пластом Ю₁² (4–20 м) абалакской свиты. Отложения отличаются от пород тюменской свиты бежевым и желтым цветом, усложнением минерального состава, повышенной карбонатностью, формировались в обстановках субаральной и подводной дельты, лагуны и прибрежной зоны моря.

Обломочные компоненты песчаных и алевропесчаных пород пласта Ю₁² характеризуются снизу вверх по разрезу сменой состава от олигомиктового до грауваккового за счет возрастания доли полевых шпатов и появления вулканокластических фрагментов. Это объясняется, с одной стороны, наличием новых источников сноса, с другой стороны — аридизацией климата. Еще одним из признаков, позволяющих оценить направленность изменений условий седиментации, является типоморфизм кварца. В отложениях тюменской свиты зерна кварца волнисто погасают, содержат газовоожидкие и минеральные прозрачные включения. Кварц в песчано-алевритовых породах нижней части абалакской свиты имеет нормальное погасание, среди включений помимо вышеуказанных видов наблюдаются рудные минералы. Характерны коррозия и регенерация зерен, некоторые из них окаймлены железистыми пленками, возможно, эолового происхождения (Марданова, Карнюшина, Коробова, 2005).

Литофации пласта Ю₁² выделены по соотношению основных типов пород и с учетом процентного содержания песчаников (П, %). На западе площади прослежена грубообломочная литофация (П<10%), на севере описаны практически бесцементные породы гравийно-песчаной литофации руслового генезиса (П=80–90%). Южнее происходит их замещение песчано-алевритовыми и алевритовыми накоплениями прирусловых валов (П до 20–30%). Наибольший интерес представляют существенно песчаная (П=90–100%), песчаная (П=50–80%) и алевропесчаная (П до 50%) литофации приустьевых валов и распределительных русел дельты в восточной части площади (Карнюшина, Коробова, Корзун, 2005). Приустьевые субаральные и подводные дельтовые тела образуют здесь дугообразную зону субмеридионального простираения и наиболее перспективны для доразведки Потанайской площади.

В результате литофациальных исследований Восточно-Каменной и Потанайской нефтеносных площадей:

- выявлены состав, строение и обстановки седиментации юрских отложений;
- выделены генетические типы природных резервуаров;
- рекомендованы участки для доразведки продуктивных толщ.

Литература

Вассоевич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования // Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977. С. 34–58.

Карнюшина Е.Е. Кора выветривания фундамента — возможный объект добычи нефти на северо-востоке Шаимского мегавала Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 6. С. 35–44.

Карнюшина Е.Е., Коробова Н.А., Корзун А.Л. Литофациальный прогноз строения продуктивного верхнеюрского пласта Потанайской нефтеносной площади (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 2. С. 38–48.

Марданова С.Р., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.А. Вещественный состав и типы кварца из абалакской толщи месторождения Потанай // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 4. С. 55–54.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПИРОЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

Н.С. Ким, В.Н. Меленевский

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
kimns@ipgg.sbras.ru*

На территории Енисей-Хатангского прогиба первые нефтегазопроисковые работы были проведены в 60–70х гг. прошлого столетия. Геохимические исследования органического вещества мезозойских отложений в разные годы проводились Л.И. Богородской, Л.Н. Болдушевой, А.Г. Войцеховской, А.И. Данюшевской, И.Н. Дроздовой, А.Э. Конторовичем, И.Д. Поляковой, Е.И. Соболевой, Д.С. Сороковым, Г.Ф. Степаненко, Ю.А. Филипповым, А.Н. Фоминым, А.С. Фомичевым и другими. В последние годы работы по уточнению оценки перспектив нефтегазоносности в этом регионе возобновились. В ИНГГ СО РАН с 2008 г. проводятся научные исследования по геологии и нефтегазоносности Енисей-Хатангского регионального прогиба, в том числе основанные на литолого-геохимическом анализе керн скважин этой территории, пробуренных в конце прошлого века.

В настоящей работе исследована коллекция аргиллитов и алевролитов мезозойского возраста (T_{2-3} , J, K₁) восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, состоящая из 363 образцов кернового материала из скважин Волочанская-1,2, Новая-1,2, Кубалахская-1, Западно-Кубалахская-359, Восточно-Кубалахская-357, Балахнинская-1,6, Массоновская-363. Содержание $C_{орг}$ (в % на породу) определено с помощью экспресс-анализатора АН-7529 методом сжигания в токе кислорода при температуре 1000–1100 °С проб, раздробленных до 0,25 мм пород и обработанных 10-процентной соляной кислотой. Пиролитические характеристики пород (S_1 , S_2 , T_{max} , остаточный нефтегенерационный потенциал HI) определялись экспрессным методом в варианте «Рок-Эвал» на приборе Source Rock Analyzer (SR Analyzer, Humble Instruments).

Пиролитический метод, начиная с 80-х годов двадцатого века, получил широкое распространение при проведении нефтегазопроисковых работ. Этот метод используется для диагностики нефтематеринских отложений — определения нефтегенерационного потенциала и степени зрелости органического вещества (ОВ), а также для выявления эффекта миграции углеводородов и прогноза продуктивности разреза скважин (Тиссо, Вельте, 1981; Меленевский, 1985; Конторович и др., 1986; Peters, 1986; Лопатин, Емец, 1987, 1988; Peters, Walters, Moldowan, 2005). Методом пиролиза определяется количество углеводородов, выделяющихся из образца, содержащего ОВ, при непрерывном повышении температуры с постоянной скоростью в токе инертного газа. Динамика выделения углеводородов характеризуется наличием двух пиков: низкотемпературного S_1 в интервале температур от комнатной до 300–350 °С и высокотемпературного S_2 в интервале 350–600 °С. Первый пик отвечает термодесорбции свободных и адсорбированных углеводородов, уже имеющихся в породе, а второй — соединениям, образующимся в процессе крекинга керогена. Температура максимальной скорости выделения углеводородов при пиролизе служит в качестве «пиролитического» параметра зрелости (T_{max}). В случае анализа проб породы с низкими значениями $C_{орг}$ и низким содержанием углеводородов, выделяемых в ходе пиролиза ($S_2 < 0,2$ мг УВ/г породы), полученные пиролитические результаты отбраковывались.

Содержание органического углерода в изученных мезозойских аргиллитах и алевролитах при значительном разбросе значений от 0,15 до 8,22 % на породу в среднем по 363 пробам составляет 1,52 %. Для триасовых и нижнеюрских отложений характерны низкие значения $C_{орг}$ — в среднем 0,90 и 0,89 % на породу, соответственно. Количество проб среди исследованных триасовых и нижнеюрских отложений, в которых концентрации органического углерода выше кларковых, не превышает 40–47 % образцов (кларк содержания органического углерода для аргиллитов составляет 0,9 % на породу, согласно Вассоевичу, 1972). Содержание $C_{орг}$ в более

молодых отложениях выше. Для изученных 181 проб среднеюрских пород среднее значение $C_{\text{орг}}$ достигает 1,64 % на породу. Верхнеюрские отложения характеризуются максимальным по выборке средним значением концентрации органического углерода — 1,83 % на породу для 87 исследованных проб. Про сравнению со среднеюрскими отложениями в них возрастает как доля низкоуглеродистых пород (15 % выборки для верхнеюрских отложений против 9 % для среднеюрских), так и доля пород с повышенным содержанием $C_{\text{орг}}$ (10 % против 4 %). Среди исследованных образцов раннемелового возраста 71 % проб выборки имеет значения $C_{\text{орг}}$ меньше кларковых. При этом за счет присутствия высокоуглеродистых проб среднее значение для нижнемеловых пород достаточно высоко — 1,29 % на породу.

После анализа полученных пирогамм и изучения закономерностей изменения пиролитического параметра PI (индекс продуктивности, $PI=S_1/(S_1+S_2)$) по разрезу каждой скважины были выделены аллохтонные битумоиды. С увеличением катагенетической преобразованности ОВ происходит уменьшение количества УВ, выделяющихся при деструкции керогена (высокотемпературный пик S_2), т.е. значения индекса продуктивности возрастают с глубиной (Меленевский, 1985; Лопатин, Емец, 1987). Увеличение индекса продуктивности PI относительно фоновых значений, возрастающих с глубиной, позволяет диагностировать присутствие в породе вторичных (аллохтонных) битумоидов. Кроме того, для проб с аллохтонными битумоидами характерен бимодальный характер пирогамм в зоне S_2 и в большинстве случаев проявление эффекта Эспиталье, выражающегося в аномально низких значениях T_{max} (Peters, 1986; Лопатин, Емец, 1987, 1988). В нижнеюрских отложениях аллохтонные битумоиды выявлены в шараповской свите из скв. Кубалахская-1 на глубинах 3589–3596 м. В скв. Западно-Кубалахская-359 аллохтонные битумоиды встречаются в малышевской свите. В верхнеюрских отложениях аллохтонные битумоиды зафиксированы в скв. Западно-Кубалахская-359 на глубинах 2341–2344 м, в скв. Восточно-Кубалахская-357 на глубинах 1630–1633 и 1945–2207 м. Особенно интенсивные проявления аллохтонных битумоидов отмечены в нижнемеловых отложениях. К аллохтонным битумоидам отнесены все (за исключением одного образца с глубины 1999 м) изученные пробы нижнехетской свиты из скв. Кубалахская-1, глубины 1986–1998 м; образцы из нижней части суходудинской свиты из скв. Массоновская-363, глубины 3505–3509 и 3526–3591 м. Наличие в мезозойском разрезе восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба аллохтонных битумоидов свидетельствует о происходивших в толще пород процессах первичной и вторичной миграции углеводородов.

Ниже рассмотрены пиролитические параметры для пород, содержащих автохтонное ОВ.

Триасовые отложения изучены на пробах из скважины Волочанская-1, глубины 1786–2305 м. По данным пиролиза ОВ средне-верхнетриасовых пород ($T_{\text{max}}=443\text{--}458$ °С, $HI=28\text{--}48$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$) диагностируется как террагенное — связанное с липидами высшей наземной растительности, находящееся в главной зоне нефтеобразования. Низкое содержание органического углерода в породах и невысокие значения водородного индекса свидетельствуют о незначительном генерационном потенциале изученных средне-верхнетриасовых пород.

Нижнеюрские отложения представлены 48 пробами из скв. Новая-2, Кубалахская-1 и Волочанская-1. Пиролитическое изучение зимней и левинской свит из скв. Балахнинка-1 ($HI=133\text{--}189$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$ и $T_{\text{max}}=452\text{--}464$ °С) показало, что ОВ пород зрелое, относится к аквагенному типу и большей частью уже реализовало свой нефтегенерационный потенциал. Очевидно, исходное содержание ОВ в породах и его генерационный потенциал, с учетом потерь органического углерода при миграции углеводородов, были намного выше современных (в среднем $C_{\text{орг}}=0,84$ % на породу). ОВ зимней свиты из скв. Волочанская-1 диагностируется как террагенное (тип IV — с низким генерационным потенциалом, $HI=38\text{--}58$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$), преобразованность ОВ отвечает началу главной зоны нефтеобразования ($T_{\text{max}}=433\text{--}441$ °С).

Среди нижнеюрских отложений наибольшими значениями пиролитического параметра T_{max} характеризуется шараповская свита из скв. Новая-2 — 449–473 °С, т.е. ОВ находится в конце главной зоны нефтеобразования, либо уже частично выступило в нижнюю зону газообразования. С возрастанием глубины отбора проб шараповской свиты в скв. Новая-2 происходит постепенное увеличение значений T_{max} , при этом значения параметра HI монотонно уменьшаются от 119 до 42 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. Вероятно, источником ОВ этой свиты (за исключением

образца с глубины 3020 м) были липидные комплексы бактерио- и планктоногенного, т.е. аквагенного органического вещества, в настоящий момент практически исчерпавшего свой высокий нефтегенерационный потенциал. О происходивших в толще процессах генерации и миграции свидетельствует и бимодальность пика S_2 : левая, невысокая часть пика, по-видимому, соответствует высвобождению асфальтово-смолистых компонентов, оставшихся в породах после миграции нефти. Проба шараповской свиты из скв. Новая-2 с глубины 3020 м характеризуется значениями НИ, равными 72 мг УВ/г $C_{орг}$ при T_{max} , составляющей 449 °С, что характеризует ОВ этого образца как террагенное.

Китербютская и надояхская свиты из скв. Новая-2 имеют характеристики, свойственные зрелому террагенному ОВ: водородный индекс изменяется от 52 до 107 мг УВ/г $C_{орг}$, температура T_{max} — от 437 до 451 °С. Шараповская и китербютская свиты из скв. Кубалахская-1 обладают близкими значениями T_{max} (442–445 °С) при значительном разбросе водородного индекса от 116 до 200 мг УВ/г $C_{орг}$. В половине шараповских образцов водородный индекс невысок — 116–130 мг УВ/г $C_{орг}$ (террагенный тип ОВ); более высокие значения НИ, указывающие на примесь аквагенной составляющей ОВ, выявлены в китербютских и в части шараповских проб — 151–200 мг УВ/г $C_{орг}$.

Среднеюрские отложения, изученные по 156 образцам, содержащим автохтонное ОВ, в отличие от нижнеюрских характеризуются более низкими значениями температуры максимальной скорости выделения углеводов, т.е. меньшей зрелостью ОВ пород.

Лайдинская свита в скв. Восточно-Кубалахская-357 содержит зрелое ОВ террагенного типа — водородный индекс составляет 72–98 мг УВ/г $C_{орг}$ при T_{max} , равной 444–445 °С.

Водородный индекс для пород вымской свиты из скв. Кубалахская-1 варьирует от 177 до 197 мг УВ/г $C_{орг}$. Преобразованность ОВ этих пород отвечает началу главной зоны нефтеобразования, $T_{max}=437–443$ °С. Для двух образцов вымской свиты из скв. Новая-2 T_{max} составляет 443–444 °С (ОВ зрелое), значения НИ равны 176–222 мг УВ/г $C_{орг}$. Повышенными значениями водородного индекса, свойственными ОВ с примесью аквагенной составляющей, достигающими 188–189 мг УВ/г $C_{орг}$, характеризуются и два образца вымской свиты из скв. Восточно-Кубалахская-357. Большая часть вымских проб из скв. Восточно-Кубалахская-357 имеет более низкие значения НИ (101–136 мг УВ/г $C_{орг}$), что указывает на связь ОВ с липидами высшей наземной растительности. Значения температуры максимальной скорости выделения углеводов соответствуют главной зоне нефтеобразования, $T_{max}=443–447$ °С.

Данные пиролиза свидетельствуют о большей зрелости ОВ леонтьевской свиты на Балахнинской площади ($T_{max}=444–447$ °С) по сравнению с ОВ из скв. Кубалахская-1 ($T_{max}=437–442$ °С). Значения НИ изменяются в леонтьевских отложениях Балахнинской и Кубалахской площадей от 105 до 145 мг УВ/г $C_{орг}$, характеризуя ОВ пород, как связанное с высшей наземной растительностью (тип III). Более низким генерационным потенциалом отличаются породы леонтьевской свиты из скв. Западно-Кубалахская-359, также содержащие зрелое ОВ террагенного типа (НИ=44–93 мг УВ/г $C_{орг}$ и $T_{max}=441–444$ °С). В разрезе скважин Восточно-Кубалахская-357 и Новая-2, помимо образцов с террагенным типом ОВ, выявлены пробы, где повышенные значения водородного индекса (159–213 мг УВ/г $C_{орг}$) свидетельствуют о вкладе аквагенной составляющей в исходное для пород ОВ. Преобразованность ОВ леонтьевской свиты в этих скважинах соответствует началу главной зоны нефтеобразования ($T_{max}=432–447$ °С).

В пробах малышевской свиты из скв. Восточно-Кубалахская-357 и Новая-2 значения НИ невелики (67–153 мг УВ/г $C_{орг}$) и указывают на террагенный тип ОВ. Значение T_{max} варьирует от 431 до 439 °С (начало главной зоны нефтеобразования). В скважине Западно-Кубалахская-359 ОВ незрелое ($T_{max}=424–436$ °С), водородный индекс изменяется от 68 до 206 мг УВ/г $C_{орг}$.

Верхнеюрские отложения восточной части Енисей-Хатангского прогиба в изученной коллекции (71 образец) представлены гольчихинской свитой, вскрытой в скв. Кубалахская-1, Западно-Кубалахская-359, Восточно-Кубалахская-357, Массоновская-363.

Данные пиролиза показали, что от основной массы образцов, имеющих террагенный генезис (НИ=18–101 мг УВ/г $C_{орг}$), обособились породы Массоновской площади с глубин 4198–4209 м с повышенными значениями водородного индекса — 160–214 мг УВ/г $C_{орг}$, которые указывают на вклад аквагенной составляющей в исходное ОВ пород. Величины

пиролитического параметра T_{\max} , равные 444–449 °С, свидетельствуют о том, что зрелость ОБ этой обогащенной органическим углеродом ($C_{\text{орг}}=5,21-8,22$ % на породу) части гольчихинской свиты соответствует главной зоне нефтеобразования. Для пород из скв. Массоновская-363 из интервала 4341–4348 м значения T_{\max} выше — 452–457 °С. В скважинах Кубалахская-1 (2097–2115 м) и Восточно-Кубалахская-357 зрелость ОБ гольчихинской свиты отвечает началу главной зоны нефтеобразования ($T_{\max}=435-445$ °С), в скважине Западно-Кубалахская-359 преобразованность ОБ пород немного ниже (429–439 °С) — они только вступили в главную зону нефтеобразования.

Нижнемеловые отложения характеризуются низким генерационным потенциалом и невысокой зрелостью ОБ. Для пробы из нижнехетской свиты из скв. Кубалахская-1 с глубины 1999 м значения водородного индекса составляют 88 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. Образцы из суходудинской свиты (скв. Массоновская-363, глубины 2606–2626 м) имеют более низкие значения HI — 27–44 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. Температура максимальной скорости выделения углеводородов нижнемеловых проб соответствующей началу главной зоны нефтеобразования — 435–440 °С.

Таким образом, проведенные пиролитические исследования позволили выделить несколько стратиграфических уровней, которые требуют дальнейшего более детального геохимического изучения. Так, по данным пиролиза в обогащенном органическим углеродом (6,78 % на породу) слое (интервал 4198–4209 м) гольчихинской свиты из скв. Массоновская-363 ОБ имеет аквагенный генезис, находится в главной зоне нефтеобразования, и, по-видимому, породы из этого слоя могут являться нефтепроизводящими. Определенный интерес представляют нижнеюрские отложения зимней и левинской свит в скв. Балахнинская-1, шараповской свиты в скв. Новая-2 и Кубалахская-1 и китербютской свиты в скв. Кубалахская-1, однако невысокие современные концентрации органического углерода в большей части изученных нижнеюрских проб пород указывают на невысокий остаточный генерационный потенциал. Характер пирограмм шараповской свиты в скв. Новая-2 позволяет предполагать, что в этих отложениях происходила генерация и миграция углеводородов. В среднеюрских вымской и леонтьевской свитах из скв. Новая-2, Восточно-Кубалахская-357 и Кубалахская-1 по данным пиролиза выделяются обогащенные зрелым ОБ слои с повышенными значениями водородного индекса, ОБ которых обладает высоким нефтегенерационным потенциалом. Средне-верхнеюрские породы с повышенным содержанием органического углерода и террагенным типом ОБ являются преимущественно газопроизводящими, но не достигшими нижней зоны газообразования.

Присутствие аллохтонных битумоидов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях, вероятно, связано с миграцией углеводородов из нефтепроизводящей гольчихинской свиты. Источник аллохтонных битумоидов в нижнеюрской шараповской свите на настоящей стадии исследования остается неясен.

Работа выполнена при поддержке грантов МК-4893.2012.5 и НШ-4498.2012.5.

Литература

- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Фомичев А.С., Шведенков Г.Ю. Пиролиз как метод изучения нефтегазогенерационного потенциала материнских пород // Геология нефти и газа. 1986. № 12. С. 36–41.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Геохимический картаж скважин методом пиролиза и проблема выделения продуктивных горизонтов // Геохимия. 1988. № 12. С. 1751–1762.
- Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитического метода в органической геохимии. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. 41 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.
- Peters K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis // AAPG Bull. 1986. V. 70. P. 318–329.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. New York: Cambridge University Press, 2005. 1155 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ОСИНСКОМ ГОРИЗОНТЕ В СВОДОВОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (НА ПРИМЕРЕ ТАЛАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

И.А. Китаева, А.С. Кузнецов

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва,
irina_kitaeva@bk.ru*

Объектом исследования являются нижнекембрийские карбонатные отложения. Осинский горизонт нижнего кембрия является одним из основных нефтегазоносных горизонтов в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. С ним связаны залежи углеводородов (УВ) на Талаканском, Марковском, Большетирском и других месторождениях.

Исследованию данных отложений посвящены многочисленные работы В.Г. Кузнецова, О.В. Постниковой, А.П. Железновой, П.Н. Колосова, Н.М. Скобелевой, Л.С. Черновой, Н.В. Мельникова, А.Г. Березина, И.В. Рудых, Г.Г. Шемина, В.А. Лучининой и многих других. Несмотря на значительный объем проведенных исследований осинского горизонта, в настоящее время остается ряд вопросов, связанных с проблемой формирования и закономерностями распространения пород-коллекторов.

Основой для проведения исследования явились результаты изучения кернового материала по скважинам Талаканского месторождения. Также в работе были использованы результаты петрофизических и ГИС исследований.

Отложения осинского горизонта прослеживаются по всей территории Непско-Ботуобинской антеклизы (Шемин, 2007), но отличаются высокой степенью неоднородности, что во многом связано с различными условиями образования пород (Мельников, 2009).

В осинское время территория Непско-Ботуобинской антеклизы представляла собой отмельную зону, в сводовой части которой в отложениях фаций крайнего мелководья формировались органогенные биостромы, а на склонах, в относительно погруженной части шельфа, шло формирование биогермных массивов (Кузнецов и др., 1982; Кузнецов, Постникова, 1985).

Всего в разрезе осинского горизонта выделяются 6 основных литотипов: известняки биогермные, доломиты разнокристаллические, известняки доломитистые с реликтовой органогенно-водорослевой структурой, доломиты микрозернистые, доломиты комковато-сгустковые, ангидрито-доломиты. Между выделенными литотипами существуют переходные разновидности.

Закономерное чередование в разрезе осинского горизонта определенных структурно-генетических типов пород указывает на циклическое развитие процессов седиментации в бассейне, которое определялось трансгрессивно-регрессивным режимом бассейна. В целом циклиты имеют трехчленное строение (Кузнецов и др., 2000). В основании циклитов в условиях крайнего мелководья при слабом привносе глинистого материала отлагались микрокристаллические глинистые доломиты. Средняя часть циклита представлена следующими литотипами: известняками доломитистыми с реликтовой органогенно-водорослевой структурой, разнокристаллическими доломитами, известняками органогенно-водорослевыми, которые были сформированы при максимальном развитии трансгрессии. Завершают разрез циклита существенно сульфатизированные породы, отлагавшиеся в условиях повышенной солёности, вызванной частичной изоляцией бассейна осадконакопления и его обмелением. В ряде случаев обмеление бассейна сопровождалось усилением гидродинамической активности и появлением в разрезе комковато-сгустковых разновидностей, а также брекчиевидных текстур. Мощность различных частей циклита меняется в зависимости от условий осадконакопления в различных частях изучаемой площади. Мощность нижней глинистой части циклита изменяется в пределах 4–11 м, в среднем составляет 7 м. Мощность средней карбонатной части циклита колеблется в пределах 8–27 м, среднее значение мощности — 16 м.

В пределах площади выделяются два типа разрезов. Первый тип разреза отличается отчетливым слоистым строением и несколько пониженными значениями мощностей (40–45 м) Второй тип разреза за счет уменьшения глинистости в базальной части циклитов характеризуется меньшей расслоенностью и несколько увеличенной мощностью, которая составляет около 60 м.

Разрезы со слоистым строением на 70 % и более сложены кристаллическими разностями, среди которых преобладают разномерные и мелкозернистые доломиты и известняки. Около 30 % разреза сложено слабоизмененными органогенными породами.

Во втором типе разреза слабоизмененные органогенные породы преобладают (около 60 %). Среди них основной объем приходится на фитогенные (ренальцисово-эпифитоновые) известняки, которые слагают средние части циклитов. Увеличение мощности этого типа разрезов происходит за счет увеличения мощности средних частей циклитов, сложенных ренальцисово-эпифитоновыми слабоизмененными известняками.

Проведенная детальная корреляция разрезов осинского горизонта в пределах Талаканской площади позволила выявить закономерности изменения строения разрезов в пределах изучаемой территории. Так, в зонах распространения слоистых типов разрезов глинистое основание циклитов отчетливо прослеживается по площади и слабо меняется по мощности. В зонах развития слабо расслоенных разрезов глинистое основание циклитов четко прослеживаются лишь в основании осинского горизонта и в его кровельной части. В средней части разреза глинистые основания циклитов прослеживаются плохо и чистая карбонатная часть занимает большую часть разреза.

Породы, слагающие нижнекембрийские отложения осинского горизонта, в значительной степени преобразованы вторичными изменениями, что во многом изменило структуру и объем их порового пространства. Установлено несколько типов вторичных преобразований, которые как положительно, так и отрицательно влияли на объем пустотного пространства.

Наиболее широко масштабные преобразования связаны с процессом доломитизации, влияние которого на формирование коллекторских свойств неоднозначно. В результате замещения кальцита доломитом из-за разности молекулярных масс образовывались межкристаллические пустоты доломитизации размером 0,05–0,25 мм. В то же время при изучении пород в шлифах наблюдается заполнение первичных внутрикрасных пустот или же пустот выщелачивания вторичными кристаллами доломита размером 0,1–0,25 мм, приводящий к сокращению порового пространства.

Кальцитизация в карбонатных отложениях осинского горизонта проходила в две стадии: первая — инкрустация биогермного каркаса перистыми кристаллами кальцита размером 0,1–0,2 мм, вторая стадия — заполнение пустот более крупными кристаллами кальцита размером 0,2–0,5 мм. Этот процесс наиболее активно проявлялся в биогермных известняках, где первичные пустоты нацело залечены вторичными кристаллами кальцита. В отличие от биогермных известняков, в разнокристаллических доломитах вторичный кальцит, заполняющий пустоты, часто подвергался выщелачиванию.

Еще одним процессом, приводящим к сокращению пустотного пространства, является сульфатизация. Необходимо отметить, что при изучении карбонатных отложений осинского горизонта было отмечено два типа сульфатизации. К первому типу относится раннедиагенетические выделения тонко-микроразнозернистых ангидритов, которые формировались в условиях повышенной солености бассейна. Ко второму типу относятся сульфаты (ангидрит, гипс) катагенетические, которые ассоциируют с вторичными доломитами, заполняя межкристаллическое пустотное пространство, а в биогермных известняках выполняют первичные пустоты.

Также в разрезе осинского горизонта широкое развитие получили процессы вторичного засоления, в отдельных образцах кристаллы галита практически нацело заполняют поры.

В проявлении вторичных процессов в породах наблюдается определенная зональность. Первичные пустоты в породах заполняются вторичными минералами в следующей последовательности: сначала происходила инкрустация стенок пустот ромбическими кристаллами доломита размером 0,1–0,25 мм, затем оставшееся поровое пространство было

залечено либо кристаллами кальцита размером 0,5–1,5 мм, либо кристаллами доломита того же размера. В отдельных случаях стенки пустот инкрустированы кристаллами ангидрита, по которому развиваются кристаллы галита, практически нацело заполняющие пустотное пространство.

Основной объем пустотного пространства в разрезе осинского горизонта приурочен к доломитам разнокристаллическим и известнякам доломитистым с реликтовой органогенно-водорослевой структурой. Выделено несколько типов пустотного пространства: межкристаллические пустоты, пустоты выщелачивания, остаточные пустоты. Образование межкристаллических пустот связано как с процессами вторичной доломитизации, так и с процессами заполнения первичных пустот кристаллами доломита. Поры данного типа имеют изометричные, угловатые очертания. Размер пор меняется от 50 мкм до 0,5 мм. Расположение их в породе обусловлено главным образом первичной структурой цианобактериального биоценоза и направленностью вторичной доломитизации.

Довольно значительную роль в породах играют пустоты выщелачивания, сформированные по первичным внутрикаркасным пустотам, которые имеют размеры от 50 мкм до 5 мм. Расположение пустот в породе также обусловлено структурой цианобактериального биоценоза. В порах данного типа, в отличие от межкристаллических пустот, помимо выделения мелких кристаллов ангидрита отмечается наличие новообразованных кристаллов доломита и галита.

При изучении закономерностей изменения коллекторских свойств в пределах Талаканской площади были использованы результаты лабораторных определений открытой пористости и исследования структуры пустотного пространства в прокрашенных шлифах. Для каждого типа разрезов были построены гистограммы распределения значений K_p . Распределение пористости в слоистом типе разрезов носит следующий характер: значение открытой пористости изменяется от 0,3 до 8 %, преобладают значения K_p до 4 %. В слабонерасчлененных разрезах картина несколько иная. Коэффициент открытой пористости меняется здесь от 4 до 25 %, преобладающее значение K_p — от 12 до 18 %.

Необходимо отметить, что наиболее высокочемкие разности разнокристаллических доломитов приурочены к зонам развития слабонерасчлененных разрезов, что обусловлено значительным содержанием в них биогермных пород с первичной пористой структурой. Независимо от типа разрезов, с достаточной уверенностью можно говорить об увеличении открытой пористости по мере увеличения степени доломитизации.

Таким образом, в отложениях осинского горизонта в пределах сводовой части Непско-Ботубинской антеклизы, выделяются зоны слабо морфологически выраженных органогенных построек биогермного и биостромного типа, которые формировались на склонах небольших иловых холмов в пределах мелководного шельфа.

Основной объем пород-коллекторов осинского горизонта связан с органогенными постройками и представлен доломитами разнокристаллическими и известняками доломитистыми с реликтовой органогенно-водорослевой структурой

Формирование пустотного пространства обусловлено первичной структурой пород и направленностью развития вторичных процессов.

Выделены следующие генетические типы пустот: межкристаллические пустоты доломитизации, пустоты выщелачивания, остаточные пустоты.

Максимальное значение пористости в слоистых типах разрезов не превышает 8 %, тогда как в слабонерасчлененных типах разрезов преобладают значения пористости 12–18 %, что обусловлено первичной структурой пород, слагающих эти разрезы.

Литература

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.

Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др. Цикличность размещения коллекторских свойств в нижнекембрийском резервуаре Непско-Ботубинской антеклизы // Нефтегазовая геология и геофизика. 1982. Вып. 8. С. 26–29.

Кузнецов В.Г., Постникова О.В. Особенности строения природного резервуара органогенных построек нижнего кембрия Непско-Ботубинской антеклизы // Бюл. МОИП, отд. геол. 1985. Т. 60, № 4. С. 118–119.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. 148 с.

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Издательство СО РАН, 2007. 467 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

М.С. Ковальчук¹, Ю.В. Крошко¹, В.В. Сукач²

¹*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, kms1964@ukr.net*

²*Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, svital@ukr.net*

Украинский щит (УЩ) — самая большая и перспективная на золотое оруденение геотектоническая структура, с которой связаны наибольшие ожидания открытия коренных месторождений золота в Украине. Основные перспективы УЩ относительно золота предполагаются по аналогии с подобными структурами мира, в которых сосредоточены значительные месторождения золота. В разные периоды геологической истории УЩ его геологические образования, в частности золотоносные, тектоническими движениями выводились на дневную поверхность и под влиянием процессов денудации размывались. Большая часть материала обычно сносилась в морские бассейны, которые располагались как в пределах, так и вне границ щита, а часть накапливалась на путях палеотранспорта — речных палеодолинах. К сожалению, геотектоническое развитие территории УЩ не содействовало полному сохранению от размыва золотосодержащих осадочных толщ и консервации рассыпных месторождений минерала. На сегодняшний день в осадочных образованиях УЩ выявлены сотни точек золота и даже рассыпные рудопроявления. Значимыми являются объекты, где россыпи золота пространственно и парагенетически связаны с золотоносным элювием. К таким объектам принадлежат нижнемеловые (апт-нижний альб) и среднепалеогеновые (эоценовые) аллювиальные россыпи золота центральной части Украинского щита.

В погребенном рельефе центральной части УЩ известно свыше десятка систем нижнемеловых и среднепалеогеновых речных палеодолин, размещение и развитие которых определялось структурно-тектоническим планом территории и петрографическим составом слагающих ее пород кристаллического основания (Заруцкий и др., 1980, 1981). Они представлены разветвленными, линейно вытянутыми, постепенно расширяющимися к устью и открытыми в сторону Днепровско-Донецкой впадины древними ложбинами стока, выработанными в процессе эрозии и денудации в каолинизированной поверхности докембрийских пород фундамента. Формирование нижнемеловых и среднепалеогеновых золотоносных континентальных осадочных комплексов происходило на относительно ограниченном пространстве, преимущественно в эрозионно-тектонических депрессиях. Для таких россыпей кора выветривания была не только промежуточным источником золота, но и выполняла роль плотика. Общим для кор выветривания является верхняя каолинитовая зона, которая вниз по разрезу переходит (в зависимости от пород субстрата) в гидрослюдисто-каолинитовую, каолинит-монтмориллонитовую, монтмориллонитовую зоны. Ниже залегает зона выщелачивания коренных пород. В коре выветривания пород основного состава (амфиболиты, анортозиты, габбро и др.) имеется еще каолинит-гидрогетит-гиббситовая зона, которая залегает над каолинитовой.

Вследствие закладывания речной сетки в неустойчивых к процессам эрозии образованиях (глинистая кора выветривания) реки имели нестабильное положение русла (происходила постоянная миграция русла по латерали), в результате чего формировался контур аллювиальных отложений шириной от нескольких сот метров до 8,0 км. Речные долины имели многочисленные притоки

Частичный перемыв или полный размыв (на отдельных участках палеодолин) нижнемеловых палеоаллювиальных образований произошел вследствие наследования древней речной сетки морской трансгрессией и более молодой (среднепалеогеновой) гидрографической сеткой (новые водотоки использовали старую речную долину). В результате произошел перемыв продуктов размыва коры выветривания, и переотложение их материала и золота на более высокие стратиграфические уровни.

Эрозионно-тектонические палеодолины выполнены континентальными отложениями, которые в генетическом плане представлены делювиально-пролювиальными, пролювиально-аллювиальными, аллювиальными (фации русел, прирусловой отмели, пойм), озерными и озерно-болотными образованиями.

Литологический состав континентальных отложений пестрый, невыдержанный по простиранию и в значительной мере определяется составом коры выветривания кристаллических пород фундамента, в пределах которых заложены речные палеодолины (Ковальчук, 1993).

Ведущая роль в строении континентальных образований принадлежит глинистым породам, которые часто образуют гомогенную толщу. Глинистые породы сложены каолинитом с незначительными примесями гидрослюда, гиббсита, гидраргиллита, монтмориллонита и непостоянных примесей теригенного материала. Кое-где породы содержат гальку кварца, обломки кристаллических пород фундамента и обугленные растительные остатки. Цвет их пестрый: от белого, разных оттенков серого до разных оттенков красного. Глинистые породы представлены тонкоотмученными вторичными каолинами и каолиновыми глинами, алевритовыми, слабоалевритовыми, песчаными, сильно песчаными вторичными каолинами и каолиновыми глинами. Распределение теригенного материала в глинистых породах неравномерное. Для глинистых пород характерны пятнистые, полосчатые, горизонтальнослоистые текстуры.

Менее распространены в составе речных образований обломочные породы, которые представлены разномелкими (от мелкозернистых до гравийных) олигомиктовыми песками и песчаниками, иногда содержащими мелкие валуны (до 15 см) и гальку кварца, обломки кристаллических пород и обугленные растительные остатки. Цвет их преимущественно серый (разных оттенков), иногда бурый. Обломочные породы представлены песком (песчаник) слабоалевритовым, глинисто-алевритовым, алеврито-глинистым, слабоглинистым, глинистым, сильноглинистым. Цемент глинистый, механического заполнения, базальный. Структура пород псаммитовая, псефито-псаммитовая. Среди песков (песчаников) установлены мелко-, средне-, крупнозернистые и гравелитистые разновидности. Текстуры пород косо-, волнисто-, горизонтально-, однородно-, неоднородно-, неяснослоистые, линзо-, конгломерато-, брекчиевидные. Степень сортировки обломочного материала изменяется от среднего до плохого, а часто вообще отсутствует. Русловой аллювий эоценовых палеодолин сложен преимущественно каолинисто-углистыми песками, содержащими иногда в базальном горизонте гравий и гальку кварца.

Хемогенные породы (характерны только для нижнемеловых отложений) представлены бокситами и бокситовидными породами. Среди них установлены каменистые, рыхлые, глинистые и песчано-глинистые бокситы. Иногда они содержат обломки кристаллических пород. Цвет хемогенных пород изменяется от серого до бурого.

Буроугольный горизонт (характерный только для среднепалеогеновых отложений) имеет сравнительно однородный состав и представлен пойменными, озерно-болотными отложениями: бурый уголь, серыми, темно-серыми до черных запесоченными углистыми глинами с прослойками бурого угля, вторичными каолинами, углистыми алевритами и коричневатосерыми мелкозернистыми песками. Содержание углистого вещества возрастает вверх по разрезу. Буроугольные горизонты, как правило, имеют слоистое строение и представляют собой чередование прослоев (десятки сантиметров) бурого угля и темно-серой углистой глины.

Переходы между всеми типами пород преимущественно постепенные. Довольно часто породы разных типов образуют маломощные прослойки и линзы друг в друге.

Преобладание на отдельных участках речных палеодолин определенных литологических разновидностей пород обусловлено размывом коры выветривания пород кристаллического фундамента определенного петротипа. В частности, преобладание в разрезе нижнемеловых континентальных образований бокситов обусловлено размывом коры выветривания пород

основного состава (габбро, габбро-анортозитов), в то время как широкое развитие обломочных пород обусловлено размывом коры выветривания пород кислого, среднего состава, осадочных и метаморфических пород.

Золото установлено во всех литофациях и фациях. Содержание кластогенного самородного золота колеблется в широких пределах — от единичных знаков на шлих до промышленных содержаний. Значительные запасы металла представлены тонкодисперсным золотом, а также его коллоидными и солевыми формами, которые содержатся в глинистых минералах, гибbsite, диагенетических сульфидах и др. Прослеживается прямая зависимость между содержанием золота, наличием, крупностью кварцевой гальки и глинистостью пород. Часто для золотоносных разрезов характерный обратный профиль (внизу каолиновые, хорошо отмученные или относительно отсортированные каолиновые глины и мелкозернистые пески, а сверху неотсортированные грубопесчаные, гравийно-галечные, щебнисто-глинистые отложения). Это связано с тем, что водотоки, размывающие коры выветривания, сначала выносили хорошо выветренный мелкозернистый материал, а потом, с углублением эрозии, — более крупнозернистый (из менее разрушенных горизонтов). Размыв менее выветренных горизонтов кор выветривания послужил причиной появления в верхах разреза аллювия более грубозернистого теригенного материала, что нехарактерно для нормальной аллювиальной седиментации.

Цвет золота ярко-желтый, иногда с красноватым оттенком. Размер кластогенного золота изменяется от 0,01 до 3,5 мм в нижнемеловых россыпях и от 0,01 до 0,20 мм в эоценовых. Форма зерен золота довольно разнообразна, кое-где экзотическая. Преобладает золото в виде тонких чешуек, пластинок неправильной, часто искривленной формы с плавными или частично изрезанными, иногда загнутыми краями. В нижнемеловом аллювии установлено также золото короткотаблитчатого, сигаровидного, псевдооктаэдрического, лепешковидного облика, золото в виде двулистников, трилистников и других сложных, а кое-где и экзотических форм (Ковальчук, Крошко, 2011). Довольно часто наблюдаются сростки золота с другими минералами (кварц, циркон, пирит, висмутин). Отмечено золото в «рубашке» кремнезема и глинистого вещества.

Золото хорошо окатаное, иногда со следами интенсивной механической обработки. Поверхность золотин ямчато-бугорчатая, со следами отпечатков других минералов. На поверхности золотин отмечаются многочисленные шрамы, следы коррозии. По химическому составу золото высокопробное. Для золота из нижнемеловых отложений характерна довольно значительная примесь висмута (до 1,7 %).

Специфика аллювиального седиментогенеза, связанного с размывом и переотложением продуктов кор химического выветривания, обусловила формирование значительных концентраций золота в литофациях и фациях, которые не являются характерными для классических аллювиальных россыпей. Так, значительные концентрации золота мы встречаем в фациях прирусловой отмели и поймы. При этом размер зерен золота часто значительно крупнее, чем размер кластического материала. Золотоносные тела в разрезе аллювиальных отложений представлены «кустами», «карманами», сформированными во впадинах плотика, ленто- и линзовидными телами, которые расположены в приплотиковом слое или высоко над ним.

Учитывая слабый экономический потенциал Украины, основные усилия по добыче золота необходимо направить на объекты, где пространственно и парагенетически совмещены золотоносные коры выветривания и золотоносные россыпи (сформированные за счет размыва этих кор), из которых можно быстро, экономически выгодно и экологически безопасно добывать металл. В сравнении с эндогенными, такие объекты золота осваиваются более оперативно и являются инвестиционно привлекательными.

Литература

Заруцкий К.М., Ветров Ю.И., Злобенко И.Ф. О находке золота в аллювии погребенных раннемеловых долин центральной части Украинского щита // Геол. журн. 1980. Т. 40, № 3. С. 149–151.

Заруцкий К.М., Ветров Ю.И., Злобенко И.Ф. Находка золота в аллювии погребенных раннепалеогеновых речных долин центральной части Украинского щита // Геол. журн. 1981. Т. 41, № 5. С. 155–156.

Ковальчук М.С. Літологія нижньокрейдових континентальних відкладів північного схилу центральної частини Українського щита та умови утворення в них розсипищ важких мінералів: дис... кандидата геол.-мін. наук:04.00.21. Київ, 1993. 230 с.

Ковальчук М.С., Крошко Ю.В. Мінералогія розсипного золота з нижньокрейдяного алювію центральної частини Українського щита // Записки Українського мінералогічного товариства. Київ, 2011. Т. 8. С. 130–132.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Н.В. Козина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, kozina_nina@bk.ru

Изучение минералогии современных донных осадков является одним из приоритетных направлений в исследовании процессов осадконакопления в морях и океанах и позволяет более детально познать процессы современного осадкообразования. Минералогические исследования, которые характеризуют вещественный состав осадков, дают возможность выяснить особенности распределения минеральных видов по площади бассейна, выделить терригенно-минералогические провинции и установить их связь с основными источниками поступления обломочного материала, а также определить влияние гидродинамического режима в бассейне. В данной работе анализ минералов крупноалевритовой подфракции (0,1–0,05 мм; 2,89 г/см³) применен к современным донным осадкам Каспийского моря с дальнейшим определением питающих провинций и путей переноса осадочного вещества.

В рамках проекта «Система Каспийского моря» под руководством академика Лисицына А.П. мы продолжаем изучать литологию донных осадков Каспийского моря, дополняя более ранние работы по осадкообразованию Каспийского моря (Батулин, 1934; Кленова, 1956; Алексина, 1962; Хрусталева, 1978; Холодов, 1989).

Основой для работы послужили материалы экспедиций на НИС «Рифт» в 2008, 2010 и 2012 годах. Пробы современных донных осадков Каспийского моря были собраны при помощи дночерпателя Океан-10. Всего было проанализировано более 60 проб. Поверхностные донные осадки были разделены по стандартной методике Петелина до фракции 0,1–0,05 мм, которая является наиболее информативной для исследования минералов тяжелой подфракции. Проба крупноалевритовой размерности (0,1–0,05 мм) разделялась на легкую и тяжелую подфракции при помощи тяжелой жидкости бромформ. Минералы тяжелой подфракции закреплялись на стеклянные пластинки при помощи канадского бальзама с показателем преломления 1,55 и изучались под оптическим микроскопом. В каждой пробе подсчитывалось 300–400 зерен. Относительное содержание каждого минерала высчитывалось как процент от общего количества зерен минералов, определенных в пробе. Для проверки достоверности данных по отдельным образцам были сделаны параллельные анализы в иммерсионных жидкостях.

Донные осадки Каспийского моря являются сложными в литолого-минералогическом отношении образованиями. Алевритовую фракцию современных отложений образуют минеральные компоненты двух групп: терригенные и аутигенные. Терригенные минералы составляют основу алевритовой фракции и представлены более чем 30 компонентами. Среди аутигенных минералов выделены пирит, гипс и карбонат кальция.

На основе минералогического анализа тяжелой подфракции донных осадков Каспийского моря на площади данной акватории выделено 9 минералогических провинций:

1. Северный Каспий можно отнести к эпидот-амфибол-гранатовой провинции (Хрусталева, 1978). Основным источником терригенных компонентов в этом районе являются выносы рек Волги и Урала. Для этой провинции характерно повышенное содержание ильменита, циркона, эпидота, роговой обманки и минералов кианит-силлиманитовой групп, указывающих на доминирующее поступление материала с Русской платформы. Кроме того, значительные количества эпидота, граната и роговой обманки поставляют Уральские горы. Осадки Северного

Каспия характеризуются наличием плохо транспортируемых минералов: устойчивые минералы, рудные минералы и ставролит. Анализ распределения минералов тяжелой фракции в современных донных осадках Северного Каспия показывает их неоднородный минералогический состав и вариации, как в количественном, так и в качественном отношении. Рассматриваемое распределение зависит от местоположения источников обломочного материала, степени транспортабельности минералов, а также морфологии дна и гидродинамических условий.

2. Северная зона Среднего Каспия относится к амфибол-эпидот-гранат-цирконовой провинции. Она характеризуется большими содержаниями ряда минералов: ильменита, граната, циркона, рутила, турмалина, сфена, роговой обманки, пироксенов, эпидота, ставролита и кианита. Основным источником терригенных компонентов в этом районе являются выносы р. Волга, которые и создают повышенные содержания минералов в отложениях данного участка. Повышенное содержание циркона и кианит-силлиманитовой группы указывает на привнос материала с Русской платформы (Хрусталева, 1978, 1989).

3. Западную зону Среднего Каспия можно отнести к амфибол-биотит-кианитовой провинции. Для нее характерно наличие таких минералов, как роговая обманка, биотит, кианит, пироксены, представленные авгитом и диопсидом, хлорит, апатит, рудные минералы (магнетит, ильменит) и незначительное количество устойчивых минералов (гранат, циркон). Концентрация пироксенов постепенно увеличивается с севера на юг. Основным источником терригенных компонентов является терригенный материал, поступающий с горными реками Кавказа.

4. Восточная зона Среднего Каспия относится к слюдисто-эпидот-гранат-цирконовой провинции. В группе слюд отмечены две разновидности: калиево-натриевые слюды (группа мусковита) и магнезиально-железистые слюды (группа биотита). Для минерального комплекса алевритовой фракции современных отложений этой зоны характерно наличие слюд (биотита и мусковита), эпидота, рудных минералов (ильменита, магнетита), устойчивых минералов (граната, циркона, сфена, рутила и турмалина), минералов метаморфических пород (кианит, ставролит, силлиманит) и аутигенных минералов (гидроокислов железа и пирита). Если говорить об основной массе алевритовой фракции, то она сложена карбонатом и слюдами, в меньшей степени кварцем. Матовые зерна кварца характеризуются хорошей окатанностью, которая больше нигде не встречается. Это указывает на долгий и дальний перенос материала. Минеральное питание этой зоны осуществляется за счет эолового переноса материала из пустынь. В работе С.В. Бруевича и М.П. Гудкова (1954) был исследован минеральный состав эоловой пыли в одной пробе. В ней было установлено присутствие рудных минералов, турмалина, циркона, рутила и эпидота. Еще одним источником поступления терригенного материала является абразия береговых отложений, а также перенос материала из южной части моря течением. Специфической особенностью многих минеральных зерен тяжелой фракции рассматриваемой зоны является полное обрастание их аутигенным кальцитом, что характерно для аридных условий.

5. Центральная зона Среднего Каспия относится к слюдисто-эпидот-амфибол-пиритовой провинции. Она занимает почти всю Дербентскую котловину и подножье прилегающего к ней восточного склона. Минеральный состав современных отложений этой зоны характеризуется большим содержанием биотита, мусковита, роговой обманки, эпидота, ильменита и небольшими концентрациями устойчивых минералов и минералов метаморфических пород; формированием аутигенных пирита и гидроокислов железа. Центральный район, наиболее глубокий район в море, здесь отлагаются легкие и транспортабельные минералы. Кроме этого, на центральную часть Среднего Каспия оказывает влияние мощный речной сток р. Волги, которая поставляет в Дербентскую впадину терригенный материал, принесенный с Русской платформы. Большое влияние оказывает эоловый перенос терригенных компонентов из пустынь, поставляющий значительное количество слюды в глубоководную часть моря. Также отмечается влияние большого количества западных горных рек, которые поставляют пироксены, роговую обманку, биотит, кианит, апатит, т.е. минералы магматических и метаморфических пород. Нельзя не отметить влияние различных биохимических процессов, накопление аутигенных минералов.

6. Зона около Апшеронского порога относится к слюдистой провинции. В ней слюда является ведущим минералом, ее количество составляет более 40 %. Помимо слюды,

минеральный состав тяжелой фракции этих отложений характеризуется наличием ряда минералов: пироксенов, эпидота, кианита, апатита, а также незначительных содержаний рудных и устойчивых минералов. Кроме терригенных минералов присутствуют и аутигенные минералы: гидроксиды железа и пирит. Основным источником терригенного материала является эоловый перенос из пустынь и размыв береговых отложений Апшеронского полуострова. Кроме этого, отмечено небольшое влияние западных рек, поставляющих пироксены, роговую обманку и кианит.

7. Западную зону Южного Каспия можно отнести к пироксен-амфибол-кианитовой провинции. Западная зона охватывает шельф и склон, прилегающий к западному побережью Южного Каспия. Для нее характерно повышенное содержание пироксенов, амфиболов, биотита и кианита; встречены эпидот, гранат, циркон и рудные минералы. Источниками терригенных компонентов этой провинции являются выносы рек Куры и Аракс.

8. Восточная зона Южного Каспия относится к эпидот-амфиболовой провинции (Кленова, 1956). Минеральный состав провинции отличается высокими концентрациями эпидота (до 42 %) и амфиболов (до 22 %), которые представлены не только роговой обманкой, но и актинолитом, и тремолитом. Также присутствуют слюды, ильменит, магнетит. Образование такого минерального комплекса связано с размывом в береговых обрывах изверженных и эффузивных пород, представленных кварцево-диоритовым порфиритом, кварцево-слюдистым диоритом, гранитами, кристаллическими сланцами. Кроме этого, осуществляется размыв берегов и продуктов разрушения кристаллических сланцев Иранского нагорья (Артюнова, 1957).

9. Центральная зона Южного Каспия относится к биотит-пирит-амфиболовой провинции. Она располагается в Южной глубоководной котловине. Эта зона отличается высоким содержанием пирита, гидроксидов железа, биотита, роговой обманки, роль устойчивых минералов сильно снижается. В Южной глубоководной впадине преобладающими минералами являются слюда, пирит, пироксены, амфиболы; в небольшом количестве присутствуют устойчивые и рудные минералы, а также эпидот. На осадкообразование и поступление терригенного материала оказывает влияние большое количество факторов. Основной объем материала поступает с запада с многочисленными горными реками, хорошо транспортабельный материал приносится эоловым путем из пустынь, большое влияние оказывают выбросы грязевых вулканов, незначительное влияние — сток р. Волги.

Анализ распределения минералов в современных донных осадках Каспийского моря показывает следующее:

- На акватории Каспийского моря выделяются 9 минералогических провинций.
- Донные отложения Каспийского моря характеризуются полиминеральным составом. Этот неоднородный минеральный состав варьирует как в количественном, так и в качественном отношении, подчиняясь определенным закономерностям, что находит свое отражение в выделенных минералогических провинциях.
- Формирование минералогического состава донных осадков Каспийского моря зависит главным образом от поступления терригенного материала в бассейн. Источниками питания терригенного материала являются: выносы р. Волги на севере Каспийского моря, поставка большого количества терригенного материала западными кавказскими реками, поступление эолового материала с востока, где расположены пустыни. Кроме того, на осадкообразование и поступление терригенного материала оказывают влияние выбросы грязевых вулканов. Определенную роль играет также разнос материала течениями.
- Исходя из гидродинамической устойчивости минералов, выявляется тенденция обогащения прибрежных, мелководных, хорошо отсортированных осадков минералами устойчивой группы, а тонких, глубоководных донных отложений — минералами группы амфиболов и слюд.
- Выявлено повсеместное преобладание минералов легкой фракции (не менее 97 %). Кварц, полевые шпаты и карбонаты являются осадкообразующими минералами поверхностного слоя Каспийского моря. Установлена определенная закономерность между гранулометрическим

составом осадка и долей минералов тяжелой фракции в нем. В песчаных отложениях выход тяжелой фракции составляет 2–3 %, в глинистых — менее 1 %.

Алексина И.А. Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря // Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 122–193.

Артюнова Н.М. Вещественный состав донных отложений северной части Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1957. Вып. 34. С. 161–188.

Батурин В.П. К петрографии аллювия рек Союза: Река Кура // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. 12, № 3. С. 10–28.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР, 1960. Т. 32. С. 120–168.

Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.

Кленова М.В., Ястребова Л.А. Осадки северной части Каспийского моря // Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 242–271 с.

Холодов В.Н., Хрусталева Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.

Хрусталева Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

Хрусталева Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1978. 208 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

А.В. Кокин

*Южно-Российский институт-филиал Российской академии народного хозяйства и
государственной службы, Ростов-на-Дону, alex@avkokin.ru*

Объекты исследований: осадочные карбонатно-терригенные бассейны (западный и восточный типы разрезов) рифей-палеозойских и мезозойской образований Кыллахского поднятия (КП), осадочные терригенно-карбонатные образования палеозойских образований Сетте-Дабанского антиклинория (СДА); терригенный бассейн верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория (ЮВС) Восточной Якутии.

Методика изучения и опробования разрезов. В основу принципа литолого-геохимического картирования осадочных бассейнов в ЮВС, СДА, КП масштаба 1:500 000–1:50 000 положено: составление литолого-геохимических разрезов масштаба 1:5 000 за пределами рудных узлов, полей и месторождений с выделением структурно-текстурных литологических разностей и состава пород; опробование разрезов пунктирной бороздой с представительностью не менее 12 проб весом до 250 г по каждой разности в разных структурно-формационных зонах; полный спектральный анализ проб, выполненных в одной лаборатории; химический, силикатный анализы представительных разностей пород и их петрофизические свойства.

Обработка аналитических данных велась с расчётом стандартных величин оценки их значимости. По каждой разновидности терригенных, карбонатных, вулканогенно-осадочных, изверженных пород рассчитывались региональные кларки крупных складчатых структур (КП, СДА, ЮВС) и геофон (региональный кларк) всей осадочной земной коры (Кокин, 2005) с выделением в них отдельных зон геохимической спецификации на основе сравнения с литосферными кларками по А.П. Виноградову (Войткевич и др., 1990).

Процедура выделения геохимических ассоциаций касалась расчёта инертных (на уровне литосферных и региональных кларков), дефицитных (ниже литосферных и региональных кларков в 2,5 раза), избыточных (выше литосферных и региональных кларков в 2,5 раза) элементов для глинистых, песчаных, известковистых и изверженных пород. Все выделенные группы элементов группировались в геохимические ассоциации на основе классификации

(Щербаков, 1982), как наиболее достоверно отражающей динамику подвижности элементов в космохимической и истории земной коры.

Процедура отображения полученной литолого-геохимической информации заключалась в составлении: литолого-геохимических разрезов (колонок); построении отдельных или совмещённых карт, отражающих поведение элементов, ассоциации дефицитных и избыточных (относительно литосферных и региональных кларков) химических элементов на геологической основе масштаба 1:20 000–1: 50 000.

Предварительная процедура интерпретации результатов в оценке суперпозиции особенностей пространственного распространения дефицитных и избыточных элементов в зависимости от текстурно-структурных и литологических особенностей пород бассейнов седиментации относительно литосферных кларков важна тем, что в разрезах и на карте отображается региональный фон литолого-геохимической спецификации не только самих осадочных бассейнов в складчатых областях, но и конкретных осадочных формаций и комплексов среди исследуемых геологических структур.

Так, например, при интерпретации литолого-геохимических разрезов карбонатно-терригенных комплексов (КП) его геохимическая спецификация относительно литосферных и региональных кларков оказалась обогащённой в западном типе разреза: Al, B, Mg, Ca, V, Cr, Mn, Fe, S, P, Cu, Zn, Cu, Pb, Ge, Ba, Hg, Sn, Au (*только для пионерской свиты рифея центральной части КП*); в восточном типе разреза: Ce, La, Y, Sr, P, Cu, Zn, Cu, Pb. Повышенные региональные кларки концентраций установлены для щелочных ультраосновных пород: Ce, La, Ta, Nb, Y, Yb, P. Известные рудопоявления и месторождения в КП: стратифицированные залежи Pb, Zn, Ge, P, Ba, Cu, Fe; месторождения, пространственно связанные с ультраосновными щелочными породами: Ce, La, Nb, Ta. Таким образом, уже на стадии региональных оценок выявляется связь стратифицированных рудопоявлений и месторождений P, Cu, Zn, Cu, Pb, Ge, Ba (Сардана, Уруй и др.) с надкларковыми (относительно не только литосферных, но и региональных) концентрациями этих элементов в осадочных терригенно-карбонатных формациях рифея и венда. А месторождения и рудопоявления Ta, Nb и группы La и Ce (Лединская и Горноозёрская группа месторождений) пространственно и парагенетически связаны с ультраосновными щелочными породами венда – раннего палеозоя. Пока не обнаружены месторождения B, Mg, V, Cr, Hg, кроме шлиховых ореолов киновари. Предполагается наличие ванадиевых сланцев в инканской свите кембрия, где обнаруживаются также залежи фосфоритов с повышенными концентрациями Pb, Zn, Ag.

СДА характеризуется надкларковыми концентрациями (относительно региональных) в терригенно-карбонатных осадках кембрия — девона: Ca, Mg, V, P, Cu, Ba, As, Hg, Fe, а в покровах базальтов девона — Cu, B, Na, Mg, S, Ti, Cr, Mn, Ni, Ge; в палеозойских диабазах — B, As, Au, Cu, S. Установлены проявления золота в минерализованных дайках диабазов, бора (аксинитовая минерализация), Cu, Sb, Hg, As (реальгар-аурипигментные руды) в карбонат-кварцевых жилах. Практически все проявления меди пространственно связаны с покровами базальтов (Сагир, 1997) и дайками диабазов. Лишь проявления P, Zn, Pb, Ag устанавливаются в виде стратифицированных залежей в металлоносных чёрных сланцах кембрия.

Терригенный верхоянский комплекс ЮВС отличается надкларковыми региональными концентрациями Na, Al, Si, P, K, Ti, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, As, S, Mo, Ag, Pb, Zn, Ga, Hg, Sn, Bi, Au; гранодиориты раннего-позднего мела ЮВС — Bi, Pb; граниты позднего мела — Bi, Sn, Mo, W.

В условиях формирования осадочных месторождений в Восточной Якутии важнейшим критерием определения источника химических элементов в них являются надрегиональные кларки концентрации, а кларки концентраций относительно земной коры могут указывать только на потенциальную геохимическую спецификацию осадочных толщ бассейнов седиментации. Для терригенных осадков это: фосфориты, металлоносные осадки кембрия, коры выветривания, содержащие повышенные концентрации алюминия (венд).

Для стратифицированных месторождений Pb, Zn, Cu, Ge в венде характерны гетерогенные источники металлов в связи с надрегиональными кларками концентрации этих элементов во вмещающих карбонатных, терригенно-карбонатных осадках венда и щелочных ультраосновных и основных пород венда – раннего палеозоя. Это подтверждается и свинцово-

изотопными данными (Войткевич, Кокин, 1979), поскольку в галенитах руд устанавливаются вендские, палеозойские и мезозойские изотопы свинца. Таким образом, формирование стратифицированной полиметаллической минерализации венда проходило в несколько этапов.

Для стратифицированных золотокварцевых жил (Дуэт, Юр, Бриндакит и др.) в терригенном верхоянском комплексе вмещающие чёрные глинистые сланцы позднего карбона – ранней перми отличаются аномально высокими концентрациями золота, мышьяка (Кокин, 1990), которые вмещают стратифицированные золотокварцевые жилы месторождений (Дуэт, Юр, Бриндакит и др.). Чёрнослацевая толща, подверженная региональному метаморфизму под влиянием не только складчатости (Андриянов, 1973), но и контактового метаморфизма невоскрытыми и вскрытыми интрузиями гранитоидов, является одним из источников золота в золоторудных месторождениях в породах, обладающих лучшими коллекторскими свойствами при разгрузке гидротермальных растворов (Силичев, 1987; Кокин, Силичев, 1987), чем алевролиты. Значит, формирование пластовых золотокварцевых жил происходило в син- и постскладчатый этапы.

Для секущих золоторудных тел в обогащённых золотом терригенных породах (7,5 мг/т) и марказитах (среднее 272 мг/т) ранней перми (Нежданинское месторождение) гетерогенный источник золота и сопутствующих металлов Pb, Zn, Cu, As, W, Sb, Ag, Bi включает сами вмещающие осадочные породы и марказиты. Перераспределение золота в них происходило под влиянием регионального метаморфизма (мезозойской складчатости), контактового метаморфизма гранодиоритов ранне-позднемелового возраста (проявления золото-висмут-теллуридной минерализации: Курумское, Тенистое, Одержимое), характеризующимися превышением региональных кларков As, W, Bi, Pb, Sb, при дефиците в них золота (Кокин, 2005). Следовательно, основным источником золота и некоторых сопутствующих металлов для данных проявлений являются вмещающие слабоуглеродистые сланцы ранней перми. С гранитоидами устанавливается парагенетическая связь золота, генетическая связь висмута, теллура, вольфрама, сурьмы.

В северо-восточном направлении от Нежданинского месторождения в ЮВС надкларковые концентрации золота в терригенном верхоянском комплексе постепенно смещаются вверх по разрезу к поздней перми (Кокин и др., 1999), а в Верхнеиндигирском районе — к раннему триасу (Аристов, 2010), в отложениях которого локализовано золоторудное месторождение Бадран (Кокин, 2002).

В обобщённых стратиграфических колонках исследуемых бассейнов осадконакопления в разной геодинамической обстановке периодически выделяются эпохи накопления или рассеяния химических элементов (Кокин, 1988), которые связаны с появлением стратифицированной минерализации в результате перераспределения концентраций под влиянием складчатости, регионального метаморфизма, вулканизма, магматизма, метасоматизма.

Процедура определения возможных источников металлов при формировании рудных узлов, полей и месторождений в осадочных бассейнах. Выделенные в разрезе земной коры стратифицированные уровни аномальных концентраций химических элементов региона, при попадании в зоны влияния последующих наложенных полигенных и полихронных процессов преобразования осадочных пород и перераспределения в них элементов, сами могут служить источником металлов при формировании эндогенных рудных узлов, полей и месторождений. Для этого при геохимическом картировании первичных, вторичных и потоков рассеяния химических элементов в масштабе 1:200 000–1:10 000 в зависимости от стадий и целей поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ элементный состав аномальных полей отражается цветом в ассоциациях космохимической классификации элементов Ю.Г. Щербакова. *Если откартированный аномальный контур полей совпадает с геохимической типизацией осадочных пород и локализованных в них рудных тел, месторождений, рудных полей, отдельных точек минерализации, то источником выделенного аномального контура металла или расположенной в ней точки минерализации, рудопроявления, месторождения, рудного поля или узла (в соответствующем масштабе картирования) служит сама осадочная толща, избыток концентраций металлов в которой может быть разного происхождения. Если внутри контура осадочной толщи располагается интрузивное тело, также характеризующееся*

ассоциацией, типизированной как и осадочная толща, то источник металлов признаётся парагенетическим с участием тепломассопереноса интрузии. В случае, если геохимическая типизация осадков или интрузий разная, то источник металлов (например, ассоциаций с золотом) тот, какой имеет одинаковую геохимическую типизацию ассоциации с золотом.

Интерпретация результатов литолого-геохимического картирования. Суперпозиция карт-накладок на геологическую основу инертных, дефицитных (относительно региональных кларков) и аномальных контуров химических элементов даёт возможность выявить в процессе геохимического картирования не только динамику накопления или рассеяния элементов при формировании первичных, вторичных и потоков рассеяния, но и совокупность источников металлов, участвующих в формировании разных типов месторождений.

Например, для Восточной Якутии установлено, что стратифицированные кварцево-жильные тела (Дуэтское, Юрское, Оночалахское и др. месторождения), минерализованные зоны дробления и секущие золото-кварцевые жилы (Нежданинское, Наганжинское, Курумское), штокверки ленточного типа (Дыбинский рудный узел с проявлениями Тенистое, Одержимый) устанавливаются только в тех местах, где вмещающими породами являются позднекарбон-раннепермские осадочные толщи, типизированные надрегиональными кларками концентраций ассоциации золота, а агентами тепломассопереноса являются дайки и интрузии разного состава и возраста, либо региональный метаморфизм. За пределами обогащённых золотом, мышьяком осадочных толщ вокруг интрузий аналогичного состава не устанавливаются даже признаки золоторудной минерализации, но может устанавливаться минерализация молибдена, вольфрама, олова.

Таким образом, геохимическое картирование осадочных бассейнов с использованием региональных кларков даёт возможность решать проблемы не только поисков, но источников металлов рудных месторождений разного генезиса.

Литература

Андрянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинии // ДАН СССР. 1973. Т. 211, № 2. С. 434–436.

Аристов В.В. Верхоянская провинция // Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010. С. 123–159.

Войткевич Г.В., Кокин А.В. Изотопный состав свинца и генетические особенности некоторых месторождений в Юго-Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1979. № 1.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

Кокин А.В. Южно-Верхоянский мышьяковый геохимический феномен // ДАН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 206–209.

Кокин А.В. Временная циклично-зональная последовательность накопления и рассеяния элементов в осадочных комплексах Якутии // ДАН СССР. 1988. Т. 300. С. 204–208.

Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 47–55.

Кокин А.В. Химический состав стратифицированной земной коры складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы (Южное Верхоянье) // Геохимия. 1994. № 8. С. 10–17.

Кокин А.В. Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхнеиндигирском рудном районе // Вестник Госкомгеологии РС (Я), 2002. № 1. С. 54–66.

Кокин А.В. Оценка перспективности рудных объектов. Ростов-на-Дону: Ростиздат, 2005. 383 с.

Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 119–128.

Сагир А.В. Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского антиклинория // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 740–745.

Силичев М.К. Петрофизические свойства терригенных пород Южно-Верхоянского синклинии и их роль в локализации золотого оруденения // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 49–56.

Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космохимическое распределение элементов // Геология

НАЛОЖЕННЫЙ КАТАГЕНЕЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАУВАКК БОРОВСКОЙ (ЮГО-ЗАПАД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) И МАГНИТОГОРСКОЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) СТРУКТУР

Л.В. Кокшина

*Институт геологии и геохимии имени академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,
kokshina@igg.uran.ru*

За последние десятилетия исследователи все больше обращают внимание на аномальные зоны и участки на фоне обычных постдиагенетических преобразований пород, отражающие влияние различных наложенных процессов. Подобные участки встречаются и в разрезах палеозойских граувакк Боровской и Магнитогорской структур.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные песчаники Боровской зоны характеризуются обилием обломков свежего вулканогенного материала, преимущественно основного и среднего состава. Встречается также небольшое количество зерен микрокварцитов и кварцитовидных песчаников (не больше 5 %). По составу они соответствуют петрокластической разновидности полевошпатовых граувакк по классификации В.Н. Шванова (1987), реже собственно грауваккам (Мизенс, Кокшина, 2012). Среди девонских отложений Магнитогорской мегазоны тоже широко развиты петрокластические разновидности, но здесь они относятся к кварц-полевошпатовым, полевошпатовым и собственно грауваккам. Обломки пород в них представлены вулканитами основного (от 20 до 50–60 %) и кислого (10–30 %) состава с подчиненным количеством метаморфических пород, силицитов, известняков (Кокшина, 2013). Такие песчаники распространены в составе мансуровской, ильтибановской и рыскужинской толщ (нижний девон), ирендкской свиты, ишкининской и туратской толщ (нижний-средний девон), гадилевской толщи (средний девон), улутауской свиты (средний-верхний девон) и зилаирской серии (верхний девон).

Степень изменения верхнепалеозойских пород Боровской зоны по составу аутигенных минеральных компонентов и по отражательной способности витринита отвечает уровню мезокатагенеза (МК₂ и МК₃). В то же время на некоторых участках разреза встречается аномальный набор вторичных минералов, таких как цеолиты, сульфиды цинка и меди, сульфаты (барит, целестин, ангидрит) или отдельные минералы, прослеживающиеся по всему разрезу (более 2000 м) независимо от состава пород, что не согласуется с общей картиной постдиагенетических преобразований.

Выделения цеолитов — клиноптилолита в количестве до 30 % от объема породы, а также в некоторых порах натролита (Кокшина, Мизенс, 2013) — были встречены лишь в одном месте, среди нижневизейских красноцветных песчаников. В то же время состав аллотигенных компонентов этой породы не отличается от выше- и нижележащих образований, в рентгенограммах которых только иногда содержатся незначительные следы анальцима несмотря на обилие свежих плагиоклазов и обломков вулканитов. Здесь же встречаются кристаллы сфалерита. Гнезда и микроскопические вкрапленники этого минерала обнаружены и в других частях палеозойского разреза. В том числе их можно встретить в карбонатных толщах. В порах по всему разрезу встречается пирит и халькопирит, иногда минералы титана (по-видимому, брукит). В карбонатах и песчаниках местами присутствуют небольшие агрегаты фиолетового флюорита. В глинистых породах и песчаниках в визейской части разреза нередко выделения барита и целестина как в виде отдельных кристаллов и агрегатов из нескольких кристаллов, вкрапленных в породе, так и агрегатов, выполняющих пустоты, а иногда и трещины. Характерно наличие пятнистого кальцитового цемента, каолинита в составе цемента и в порах (включая полости раковин и пустоты, оставшиеся после разложения ризоидов), кристаллов ангидрита, появляющихся местами в виде порового и пойкилобластового цемента в песчаниках, а также в порах и полостях в карбонатах, местами частично замещающая ромбические кристаллы доломита.

Уровень фоновых постседиментационных преобразований песчаников Магнитогорской мегазоны соответствует позднему катагенезу (Кокшина, 2012), что было установлено по присутствию, взаимоотношениям, химическим и морфологическим особенностям минералов индикаторов: в первую очередь глинистых минералов, пренитов, пумпеллиитов, карбонатов, цеолитов, в меньшей степени кварца, плагиоклазов, эпидота, актинолита.

В отличие от пород Боровской зоны, в девонских граувакках Магнитогорской мегазоны наложенное минералообразование носит несколько другой характер. Практически не встречаются выделения рудных минералов (кроме пирита), однако некоторые другие особенности аутигенных минералов свидетельствуют о влиянии аномальных процессов на постседиментационные преобразования. Например, несмотря на устойчивый состав аллотигенных компонентов в рядом расположенных разрезах или участках пород, иногда наблюдается резко различная насыщенность аутигенными минералами (пренитом, пумпеллиитом, минералами группы эпидота, кварцем). Особенно характерны в этом отношении песчаники западных разрезов ирендыкской свиты и рыскужинской толщи, измененные до стадии метагенеза, тогда как стратиграфически более древние образования (ильтибановская и мансуровская толщи) менее изменены.

Другой необычный факт, несоответствующий общей картине изменений пород, — это присутствие в составе улутауской свиты (например, в нижнем течении р. Таналык) и ильтибановской толщи (р. Урал напротив с. Ильтабаново) участков (зон) с резко повышенным содержанием пренита и пумпеллиита. Так, в песчаниках улутауской свиты обнаружены ориентированные цепочки светлых изометричных пятен диаметром до нескольких миллиметров, сложенных в основном пренитом. Этот новообразованный алюмосиликат в пределах светлых пятен, в отличие от основной массы породы, слагает агрегаты крупных розеток и лейст (до 0,5 мм). Вдоль упомянутых цепочек отмечается также насыщение породы пумпеллиитом (густоокрашенным, с размером чешуй до 0,3–0,4 мм). В верхней части ирендыкской свиты у оз. Кара-Балык-Ты, как и в песчаниках ильтибановской толщи и улутауской свиты, часто встречаются прерывистые и сплошные полосы, обогащенные пренитом. Эти полосы толщиной до 5–6 см ориентированы параллельно напластованию.

О влиянии наложенных процессов свидетельствуют также неравномерное распределение кальцита и аутигенного кварца. В пределах однородных толщ девонского разреза Магнитогорской мегазоны насыщенность пород этими минералами может значительно варьировать — от первых процентов до 10–12 % (кварц) и 15–25 % (кальцит). Менее показательно неоднородное распространение в породе 1М-слюды. Следует также отметить присутствие необычного сложного эндотаксического хлорит-иллитового агрегата, кристаллизующегося по биотиту.

Какова же природа подобных процессов? Катагенетические аномалии, которые выражаются в резком возрастании количества аутигенных минералов, изменении парагенетических ассоциаций минералов-индикаторов конкретной стадии преобразования пород, либо появлении минералов, не характерных для данной стадии преобразования, принято делить на 3 типа (Предтеченская, 2011):

- 1) аномалии, возникшие на контактах нефть-вода или газ-вода или газ-нефть;
- 2) аномалии «просвечивания» или сквозные, обусловленные проникновением углеводородов (УВ) из залежей в вышележащие толщи (в том числе нефтидогенные, связанные с наличием залежей УВ; кахигенные, обусловленные перераспределением и локализацией УВ в тектонически-активных зонах; биогенные, возникшие в процессе жизнедеятельности УВ-производящих бактерий);
- 3) аномалии, связанные с наличием тектонической трещиноватости, разрывных нарушений в осадочном чехле и миграции по ним флюидов.

Специфика аномальной составляющей новообразований в граувакках Боровской зоны может быть объяснена миграцией растворенного материала с сероводородными водами пластового типа. Данное проявление наложенных процессов, вероятно, относится к катагенетической аномалии второго типа — аномалии «просвечивания». Точечная и локальная кристаллизация сфалерита, халькопирита, пирита, барита, а также цеолитов и других минералов может быть объяснена переносом соответствующих элементов нефтяными флюидами (Мизенс,

Кокшина, 2012). Об этом свидетельствует постоянное присутствие битумного вещества в порах, а также в виде пленок по поверхностям многочисленных стилолитов и парастилолитов в карбонатах. О генетической связи многих рудопоявлений свинца и цинка с нефтяными водами известно давно (Виноградов, 1969; Зарипов, Ушатицкий, 1970; Нестеров и др., 1972). Миграция растворенных металлов во многом обеспечивается также пластовыми сероводородными водами нефтяного типа (Старостин, Соколов, 1998). Осаждение этих металлов происходит на пути движения вод на геохимических барьерах, вызванных резкими изменениями Eh-pH в среде в связи с воздействием на породы УВ флюидов (Предтеченская, 2011). При этом рудные компоненты частично извлекаются из терригенных минералов и органических соединений в процессе трансформации органического и глинистого вещества. Следовательно, в условиях катагенеза происходит активное перераспределение рудных элементов, таких как Pb, Zn, Cu и др. (Курило, 1993). Как установлено работами Р.С. Сахибгареева, Е.А. Карнюшиной, З.Я. Сердюк, Ю.В. Щепеткина и др. (Предтеченская, 2011), показательными элементами, указывающими на изменения Eh-pH среды в связи с воздействием на породы УВ, являются также Fe, Mn, Ti, V, Ni, Co, Si, Al, Ca, Ba, Sr и др. С миграцией флюидов из зон, обогащенных углеводородами, связывают кристаллизацию карбонатов и каолинита (Розин, Сердюк, 1970; Перозио, 1971; Предтеченская и др., 2009). Дж. Боулс (Boles, 2002) установил, что кальцит может служить индикатором вертикальных движений флюидов в УВ системах, он может указывать и на продолжительность, и масштабы этих движений. В настоящее время в США геохимические особенности карбонатов из аномальных зон активно изучаются, многие фирмы используют эти данные для поисков нефти и газа. Кроме того, как утверждают Р. Перез с Дж. Боулсом (Perez, Boles, 2005) и М. Апполд с соавторами (Appold, et al., 2007), для образования зон с новообразованным кальцитовым цементом недостаточно только присутствия УВ (источник которых может быть и местным), важно также существенное влияние рядом расположенных разломов, служащих источником энергии. Для территории Боровской зоны весьма характерны тектонические нарушения различного масштаба, поэтому можно предположить, что встречающиеся там аномалии связаны с тектоникой. Таким образом, аномальные участки этой зоны являются кахигенными (обусловленными перераспределением и локализацией УВ в тектонически активных зонах). Кроме карбонатов и каолинитов, для таких аномалий типичны новообразования кварца, глинистых, сульфатных и титанистых минералов (Розин, Сердюк, 1970; Предтеченская, 2011).

Катагенетические аномалии в песчаниках Магнитогорской мегазоны большей частью могут рассматриваться как спровоцированные дизъюнктивными нарушениями (третий тип). Здесь разломы являлись проводниками не только химического вещества, но и энергии (температуры), способствующей более глубокому (метагенетическому) преобразованию пород. Прежде всего, это ирендыкские и рыскужинские породы, существенно более измененные по сравнению с другими. На территории Магнитогорской мегазоны, в отличие от Боровской, не встречены атипичные аутигенные минералы, однако, как описывалось выше, для «типичных» минералов характерно неравномерное распределение. Встречаются локальные участки, зоны, в значительной степени насыщенные ими. Возможно, подобное распределение минералов в некоторых случаях связано с зонами дилатантного предразрушения (задолго до разрушения в породе образуется густая сеть обратимых, после снятия нагрузки, микротрещин (Белкин, Медведский, 1987)), появление которых вызвано местным стрессовым давлением. Подобные заполненные аутигенными минералами ослабленные зоны могли запечатлеться визуально в форме более светлых «цепочек» и «полосатых» зон. Кроме того, внедрение флюида по уже «проторенному пути» является закономерным (Галкин, 1993): первичное просачивание проходит по границам зерен и по микротрещинам, растворение здесь происходит активнее, что приводит к расширению зоны интенсивной фильтрации; вероятно, с этим процессом связано образование отдельных не пересекающихся зон насыщенного заполнения аутигенными минералами. Существенное влияние на облик породы оказал и гидрогенный режим, обеспечивший неоднородное распространение 1М-слябиды, которая, должно быть, вымывалась вместе с поступающими растворами. Кроме того, присутствие сложного эндотаксического хлорит-иллитового агрегата, кристаллизующегося по биотиту, указывает на колебание ионного

состава поступающего раствора, на периодическое увеличение содержания калия вместо Fe и Mg.

Следует отметить, что приведенная выше классификация катагенетических аномалий является не единственной. Альтернативный и более общий вариант, учитывающий масштаб, включающий типы и подтипы литогенеза, разработан О.В. Япаскуртом (2005). По его классификации наложенные преобразования Боровской и Магнитогорской структур попадают в локальный гидротермально-метасоматический тип, характеризующийся «регрессивно-эпигенетическими изменениями пород (каолинитизация, карбонатизация монтмориллонитизация и др.), практически не сказывающимися на степени углефикации ОВ» (Япаскурт, 2005, с. 15). Подобные изменения автор связывает с участками повышенной трещиноватости, разрывами с раздвиговой составляющей и др. Таким образом, несмотря на различия классификаций и названий, природа атипичных наложенных преобразований связана с поступлением флюидов и энергии по тектоническим зонам; в меньшей степени подобные изменения обусловлены характером гидрогенного (промывного) режима.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31274мол_а) и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-1014.

Литература

Белкин В.И., Медведский Р.И. Жильный тип ловушек нефти и газа // Советская геология. 1987. № 9. С. 25–33.

Виноградов В.И. Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 5. С. 60–68.

Галкин В.А. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестник МГУ, сер. 4. 1993. № 5. С. 59–70.

Зарипов О.Г., Ушатинский И.Н. Аутигенно-минералогические формы железа в нефтегазоносных отложениях Среднего Приобья // Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 35. Тюмень, 1970. С. 253–263.

Кокшина Л.В. Глинистые минералы в цементе палеозойских граувакк: Магнитогорская мегазона (Южный Урал) и Боровская зона (юго-запад Западной Сибири) // Литосфера. 2012. № 2. С. 33–42.

Кокшина Л.В. Особенности катагенеза девонских петрокластических граувакк Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2013. № 5.

Кокшина Л.В., Мизенс Г.А. Следы флюидного катагенеза в палеозойских граувакках Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и Боровской зоны (юго-запад Западной Сибири) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст., вып. 16. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2013. С. 183–189.

Курило М.В. Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 44–55.

Мизенс Г.А., Кокшина Л.В. Петрографическая характеристика девонских и нижнекаменноугольных терригенных образований юго-запада Западно-Сибирской плиты (Вагай-Ишимская и Тобол-Убаганская структуры) // Геология и геофизика. 2012. № 11. С. 1513–1529.

Нестеров И.И., Щепеткин Ю.В., Рьльков А.В. Эпигенетическое пиритообразование в нефтеносных отложениях Западно-Сибирской низменности // Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 58. Тюмень, 1972. С. 196–203.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГИМСа. М.: Недра, 1971. 160 с.

Предтеченская Е.А. Катагенетические преобразования ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Автореферат диссертации ... доктора г.-м. наук. Екатеринбург, 2011. 40 с.

Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и геохимические аномалии в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.

Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 102–113.

Старостин В.И., Соколов Б.А. Флюидодинамические условия формирования металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов // Известия секции наук о Земле РАЕН, вып. 1. 1998. С. 12–22.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

Япаскурт О.В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3–30.

Appold M.S., Garven G., Boles J.R., Eichhubl P. Numerical modeling of the origin of calcite mineralization in the Refugio-Carneros fault, Santa Barbara Basin, California // *Geofluids*. 2007. V. 7. P. 79–95.

Boles J.R. Calcite as an indicator of vertical fluid transport in hydrocarbon systems // *Mineralogy for the New Millennium: 18 General Meeting of the International Mineralogical Association*. Edinburgh: IMA, 2002. P. 302.

Perez R.J., Boles J.R. Interpreting fracture development from diagenetic mineralogy and thermoelastic contraction modeling // *Tectonophysics*. 2005. V. 400. P. 179–207.

МУМИЁ ГЛАЗАМИ ЛИТОЛОГА

В.Г. Колокольцев, А.Т. Маслов

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Kolokoltsev@rambler.ru*

В «Геологическом словаре» мумиё определяется как «природный смолоподобный продукт, близкий к альгаритам» (Геологический словарь, 2011, т. 2, с. 274). К альгаритам относят группу природных образований углеводно-белкового происхождения, генетически примыкающую к битумам (Словарь..., 1988). Образуются они в зоне гипергенеза в результате бактериальной переработки озокеритов и парафинистых нефтей. Одним из свидетельств такой трансформации являются остатки парафина исходных углеводородов в переходных фазах к альгаритам. Растворимые в воде мумиё и альгариты по составу почти невозможно различить, но считается, что они имеют различный генезис. В авторитетной справочной литературе (Словарь..., 1988) высказывается предположение, что мумиё, тысячелетиями используемое в народной медицине, является одной из разновидностей альгаритов, т.е. имеет геологическую природу. Любопытно, что геологическая модель происхождения мумиё «браг-шун» («бракшун») уходит вглубь веков, и ее истоки обнаруживаются в трактатах Тибетской медицины.

Судя по публикациям, сегодня абсолютное большинство натуралистов (и фармакологов) придерживается альтернативной версии, в соответствии с которой мумиё образуется в результате жизнедеятельности животных. Ассоциативные связи с продуктами жизнедеятельности животных возникают при первом же взгляде на характеристические образцы мумиё-сырца. Нередко в мумиё-сырце изобилуют довольно крупные округлые образования диаметром около 5–7 мм, которые похожи на затвердевший кал (копролиты) каких-то мелких животных (рис. 1А). Чаше на фоне буровато-черной смолистой массы отчетливо выделяются светло-серые рисовидные (1–1,5 × 3–5 мм) обособления, похожие на мышинные экскременты (рис. 2А). Они определяются специалистами как экскременты горной мыши-полевки. Встречаются в мумиё и кости мелких животных (рис. 2Б). Известный сибирский геолог Н.Н. Амшинский видел впаянный в мумиё цельный труп мыши. Изобилие в мумиё продуктов жизнедеятельности мелких животных, казалось бы, подтверждает версию восточного врача-мыслителя Авиценны, который почти тысячу лет назад утверждал, что мумиё бракшун является продуктом переработки экскрементов высокогорной мыши.

На протяжении последних четырех десятилетий, пожалуй, лишь М.И. Савиных наиболее последовательно и довольно успешно развивает геологическую модель образования мумиё, изложенную им в многочисленных публикациях. Геологический подход позволил этому исследователю установить множественные связи мумиё со свойствами живой и косной материи вмещающей и окружающей среды. Представляет определенный интерес выявленная и показанная им пространственная связь местоположения находок мумиё с дешифрируемыми на космоснимках кольцевыми структурами, ассоциирующимися с «трубами дегазации» (Савиных и др., 1991; Ганбаатар, Савиных, 2010). По аналогии с другими полезными ископаемыми, он ввел понятие «руда мумиё» и определил его как «природную минерально-органическую смесь, из которой технологически и экономически целесообразно извлекать субстанцию мумиё для производства лекарств, биологически активных пищевых добавок (БАД) и косметических средств» (Савиных, 2006, с. 39). Многолетние разносторонние (включая фармакологические) исследования позволили М.И. Савиных объединить все многообразие целебных аквабитумов

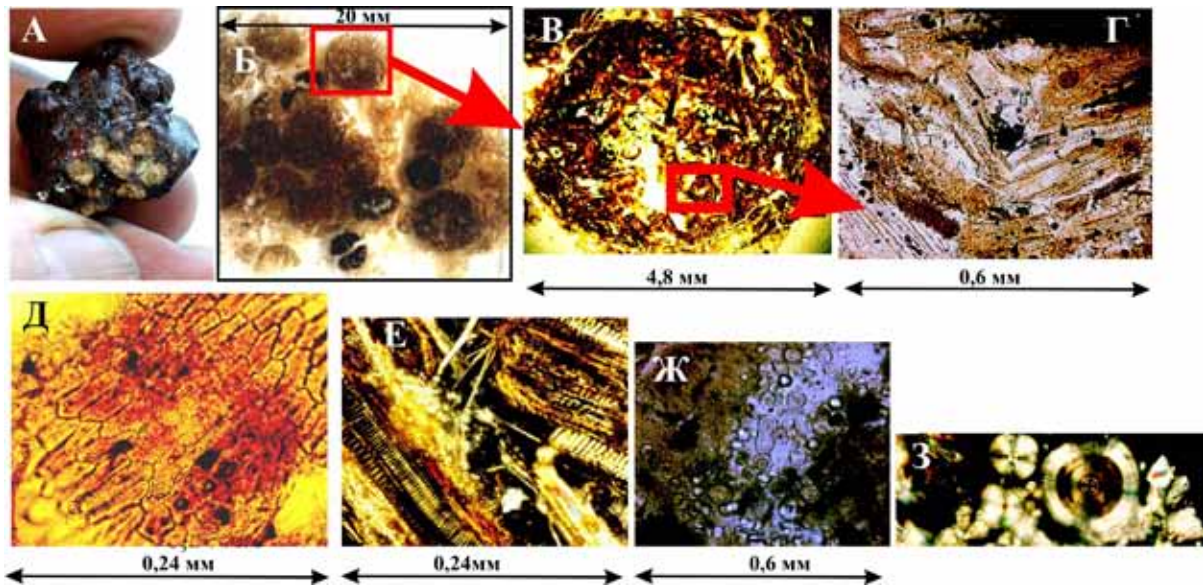


Рис. 1. Прибалхашское мумиё I типа.

А — общий вид; Б — сканограмма шлифа; В — копролит (без анализатора); Г — обрывки растений в копролите (без анализатора); Д — клеточная структура растительной ткани (без анализатора); Е — спиралевидные компоненты (с анализатором); Ж — оолит-сферолитовая структура гидрокарбоната калия (с анализатором); З — деталь оолитовой структуры (с анализатором)

и выделить два главных их генетических типа: первичные и вторичные. Первичные руды мумиё — это продукты углеводородной дегазации, подвергнутые бактериальному воздействию и, по-видимому, соответствующие альгаритам. Вторичные возникли в результате метеогенного растворения первичных аквабитумов и их переотложения. От того, чем была заполнена геоморфологическая ловушка до прихода растворенного аквабитума, во многом зависит текстурная разновидность вторичного мумиё-сырца, обусловленная составом механических примесей (животной, растительной и минеральной природы). Вторичный мумиё-сырец представляет собой агрегат растительных остатков, продуктов жизнедеятельности разнообразных мелких животных, сцементированных черным или коричневато-черным смолистым веществом. Нередко в его составе присутствуют обломки вмещающей породы: граниты, гнейсы, известняки, сланцы и др. Отмечаются новообразованные минеральные вещества, возникшие из тех химических компонентов, которые были захвачены раствором на путях транспортировки и извлечены из вмещающих пород. Полужидкий вязкий аквабитум являлся опасной ловушкой для насекомых и мелких млекопитающих, и присутствие их останков еще больше увеличивает структурно-текстурное многообразие вторичного мумиё.

Резкая критика модели М.И. Савиных содержится в очень интересной статье известного сибирского геолога, профессора Н.Н. Амшинского. Будучи сторонником генетических построений Авиценны, описания которого, по мнению этого естествоиспытателя, «соответствуют действительности и не вызывают сомнений», Н.Н. Амшинский приводит ряд интереснейших наблюдений (Амшинский, 1978). На наш взгляд, многие из приведенных им оригинальных сведений не противоречат версии М.И. Савиных, а критика геологической модели зачастую приобретает скорее эмоциональный характер.

Одним из действенных методов изучения геологического вещества является петрографический, при котором источником информации о составе и структуре объекта служит шлиф. В шлифе под микроскопом диагностируются компоненты изучаемого объекта, обнаруживаются их пространственные взаимоотношения, что в какой-то степени может пролить свет и на генезис. Из всех просмотренных публикаций только у М.И. Савиных мы нашли информацию (правда, скромную) об использовании шлифов при изучении мумиё-сырца (Савиных, 2010). Общий дефицит сведений об оптико-микроскопических особенностях мумиё-сырца побудил нас изготовить серию шлифов из доступных образцов. Итогом исследования этих шлифов и явилось данное сообщение. Исследовались шлифы из образцов мумиё-сырца,

отобранных в гранитоидах Прибалхашья, а также собранных в северо-западной части Монголии (хребет Хан-Хухэй) из нижнепалеозойских сланцев.

Первая разновидность мумиё-сырца из Прибалхашья внешне похожа на «гороховый камень» (рис. 1А). «Горошины» — это шаровидные копролиты диаметром около 5 мм, сцементированные темно-бурым смолистым веществом. Их сечения (в шлифе) имеют форму правильных кругов с максимальным диаметром 5 мм (рис. 1Б, В). На сканограмме шлифа (в проходящем свете) они выглядят темными, но практически лишены смолистого вещества, что видно на рис. 1А в отраженном свете. Копролиты сложены обрывками растений, сохранившими клеточную структуру и иногда слабо пропитанными коричневато-красным веществом (рис. 1Г, Д). Среди непереваренных растительных элементов встречаются спиралевидные части растений (рис. 1Е), которые мы не смогли определить. Цементируются копролиты смолистым веществом с примесью разнообразных минеральных компонентов, среди которых выделяется сферолит-оолитовой структурой гидрокарбонат калия (KHCO_3). Он диагностируется рентгено-фазовым анализом по характерным рефлексам. Гидрокарбонат калия неравномерно пропитан янтарно-желтым и коричневато-красным прозрачным веществом (рис. 1Ж). Непосредственное соседство оолитов (концентрически зональных) со сферолитами (радиально-лучистыми) и присутствие их переходных форм свидетельствуют о близости условий образования тех и других. Размеры оолитов и сферолитов варьируют от 0,02 до 0,1 мм (рис. 1З). Подобная структура характерна для многих минералов, в их числе для арагонита (Карлсбадский шпрудельштейн), но на рентгеновской дифрактограмме образца арагонитовые рефлексы отсутствуют.

Среди копролитов различаются две разновидности. При явном преобладании копролитов, целиком состоящих из хорошо сохранившихся (практически непереваренных) растительных остатков, встречаются единичные округлые образования, состоящие из непрозрачной буровато-коричневой массы, в которой растительность не видна.

В исследуемом образце рентгено-фазовым анализом кроме гидрокарбоната калия определены сильвин (KCl), хлорид магния (MgCl_2), а также магнезиально-цинковый гидрокарбонат ($\text{Mg}_5\text{Zn}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_{12}\cdot\text{H}_2\text{O}$). В шлифах эти три компонента уверенно распознать не удалось. Можно лишь предполагать, что видимые под микроскопом прозрачные очень мелкие (0,005 мм) кубические кристаллики и прозрачные каплевидные тела с темной оторочкой принадлежат, скорее всего, сильвину. Реагирует на поляризованный свет минеральное вещество, заполняющее крупные клеточные пространства. Надежная диагностика этих структурных компонентов требует использования тонких прецизионных методов.

Вторая разновидность Прибалхашского мумиё отличается от первой морфологией и размерами копролитов. Они похожи на рисовые зернышки длиной 3–4,5 мм с поперечным сечением около 1,5 мм (рис. 2А). В нашем образце в мумиё «впяна» уплощенная очень ломкая «истлевшая» косточка (длиной

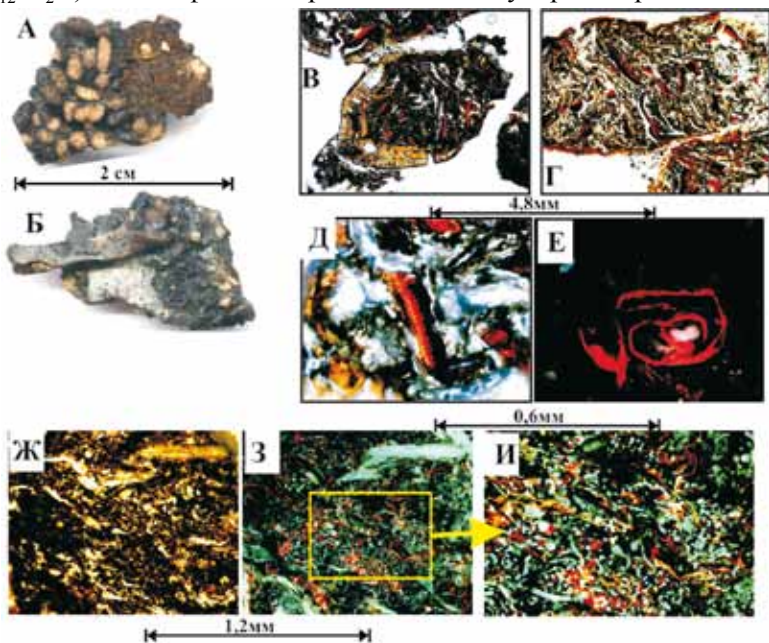


Рис. 2. Прибалхашское мумиё II типа.

А — общий вид; Б — косточка в мумиё; В — копролит с толстой оторочкой аквабитума (без анализатора); Г — структура копролита с тонкой оторочкой аквабитума (без анализатора); Д — червеобразное сегментированное тело (с анализатором); Е — люминесцирующая спиралевидная пленка, в УФ-лучах; Ж — деталь копролита (без анализатора); З — то же в УФ-лучах; И — деталь «струй»

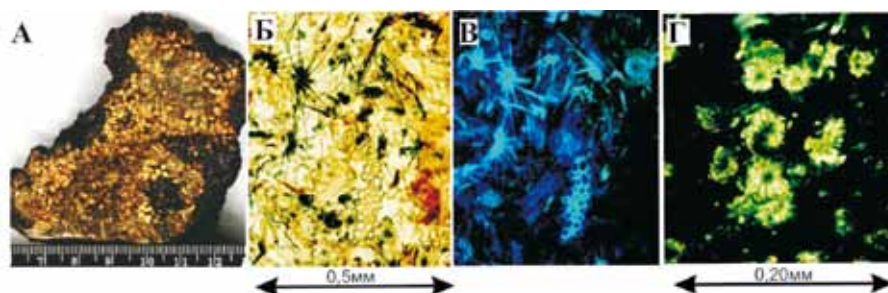


Рис. 3. Мумиё из Монголии.

А — общий вид; Б — деталь копролита (без анализатора); В — то же в УФ лучах;
Г — оолитоподобные образования в цементирующей массе (с анализатором)

до 1,5 см при ширине 4 мм) мелкого животного (рис. 2Б). Копролиты сложены обрывками растений, но клеточная структура тканей, в сравнении с первым типом, в них сохранилась значительно хуже. В шлифе отчетливо видно, что аквабитум как бы «обволакивает» копролит, образуя оптически изотропную оторочку, толщина которой варьирует от 0,08 до 0,25 мм (рис. 2В, Г). Кроме растений в копролитах присутствуют красновато-коричневые червеобразные тела толщиной от 0,03 до 0,1 мм и длиной до 0,5 мм. При больших увеличениях в них видна сегментированность, напоминающая микроскульптуру дождевых червей (рис. 2Д). В поляризованном свете это вещество (занимающее до 10 % объема копролита) обнаруживает отчетливую анизотропию.

В ультрафиолетовых лучах в копролитах заметна люминесценция в красных тонах. Изредка наблюдаются люминесцирующие спиралевидные пленки, напоминающие кутикулу (рис. 2Е). Чаще в беспорядочно расположенном растительном веществе видны тонкие люминесцирующие «струи» (рис. 2З, И).

Монгольский мумиё-сырец по внешнему виду близок второй разновидности Прибалхашского мумиё (рис. 3). Отличается несколько иной морфологией копролитов (менее удлиненные) и составом травяной растительности в них (рис. 3Б, В). Возможно, эти копролиты принадлежат другой разновидности грызунов. В основной минеральной массе распространены мелкие оолитоподобные образования (рис. 3Г).

Оптико-микроскопические исследования образцов трех типов копролитового мумиё-сырца позволяют заключить: 1) Мумиё-сырец, состоящий из обломков и цементирующего вещества, условно отвечает семейству обломочных пород (кластолитов) (Систематика..., 1998). 2) В качестве обломков выступают копролиты, обрывки растений, скелетные фрагменты мелких животных, обломки горных пород и т.п. 3) Цементом преимущественно является аквабитум или неравномерно пропитанное им плохо раскристаллизованное минеральное вещество. 4) Аквабитум образует иногда люминесцирующие в УФ-свете тончайшие пленки или плотные оторочки вокруг копролитов. 5) Во всех наблюдаемых нами случаях обнаруживаются следы перемещения аквабитума от периферии к центру копролита, что указывает на то, что источник целебного аквабитума, скорее, находился (или находится) не в копролитах, а за их пределами.

Легко растворимое в воде мумиё сохраняется только в местах, защищенных от атмосферных осадков. Такими участками с высокой вероятностью сохранности мумиё от метеогенных осадков и являются сухие гнезда грызунов. Отчасти этим можно объяснить частое, но далеко не обязательное совместное нахождение целебного аквабитума со следами жизнедеятельности этих животных.

Геологическая версия М.И. Савиных доказывается ничуть не менее убедительно, чем биогенный механизм происхождения мумиё за счет испражнений животных. В любом случае «полезно помнить о том, что хотя мы сильно различаемся между собой в том малом, что мы знаем, в нашем бесконечном невежестве все мы равны» (Поппер, 2008, с. 56).

Литература

- Амишинский Н.Н. Мумиё, свойства и происхождение // Записки натуралиста. Новосибирск, 2008.
Ганбаатар Т., Савиных М.И. Мумиёносность некоторых куполов монгольской части Алтае-Саяно-Хангайского континентального свода // Геология и минерагения Сибири. Новосибирск, 2010. С. 133–142.

- Геологический словарь. В трех томах. Т. 2. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
- Поппер К. Предположения и опровержения: рост научного знания. М.: АСТ, 2008. 638 с.
- Савиных М.И., Грицюк Я.М., Дмитриев А.Н. Вещественный состав и размещение мумие Горного Алтая. Новосибирск, 1991. 55 с.
- Савиных М.И. Типизация руд и месторождений мумиё // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2006. № 5. С. 39–41.
- Савиных М.И. Геохимические взаимоотношения растительных остатков и горнопородных включений в рудах горноалтайского вторичного мумиё // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Материалы научной конференции. Томск, 2010. С. 432–435.
- Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

ОЧАГИ СОВРЕМЕННОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

В.Г. Колокольцев¹, М.Ю. Никитин², Е.О. Ковалевская¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Kolokoltsev@rambler.ru

²Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, boogiewoogieboy@mail.ru

Локальные очаги современного континентального карбонатакопления обнаружены летом 2004 г. (Колокольцев и др., 2005, 2007) в Ломоносовском районе Ленинградской области в нескольких километрах к западу от пос. Ропша на территории комплексного памятника природы «Глядино» (рис. 1). Территория памятника природы охватывает долины ручьев Ривкузи и Егузи, дающих начало реке Шингарка, воды которой питают знаменитые фонтаны Петергофа.

На площади памятника природы и прилегающей территории размещено Глядино-Забородское месторождение травертинов (известковых туфов) ранне-среднеголоценового возраста, состоящее из нескольких залежей. Наиболее крупные из них отрабатывались до 1917 г. Ложем ранне-среднеголоценовых залежей служат суглинки с гравием, галькой и валунами кристаллических пород и местных ордовикских известняков. На неровной поверхности моренных суглинков покоятся болотно-озерные образования, представленные преимущественно торфом с полуистлевшими остатками древесной и травяной растительности. На валунных суглинках и болотно-озерных осадках залегает гажа с блоками травертинов коричневатого-желтого, серого и светло-серого цветов. Последние содержат кальцитовые фитоморфозы харовых водорослей, мхов, высших сосудистых растений, а также раковины пресноводных и наземных моллюсков и т.п.

Современный травертиногенез наиболее ярко проявлен в ручье Ривкузи, который вытекает из Глядинского пруда и получает дополнительное питание из многочисленных родников. Долина ручья в верховьях, в пределах глинта, узкая каньонообразная, в среднем течении — плохо выработанная. Течение быстрое, вода чистая прозрачная, холодная. В самое теплое время года она не поднимается выше +11 °С. В 2,5 км ниже истока ручей Ривкузи сливается с ручьем Егузи. Ручей Ривкузи в 0,5 км ниже истока прорезает Глядинскую

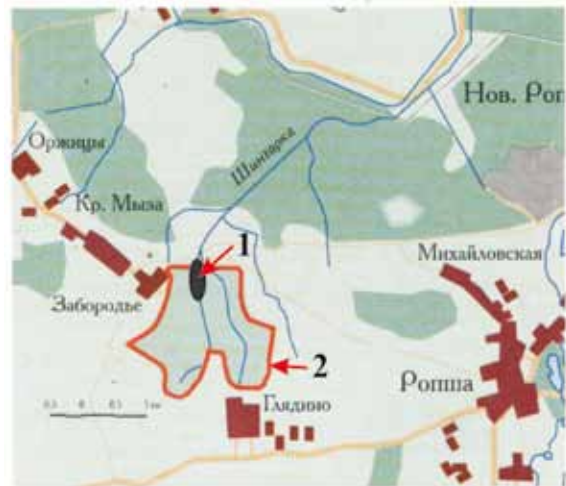


Рис. 1. Местоположение очага современного травертиногенеза (1) и памятника природы «Глядино» (2). Из (Красная книга..., 1999) с дополнениями

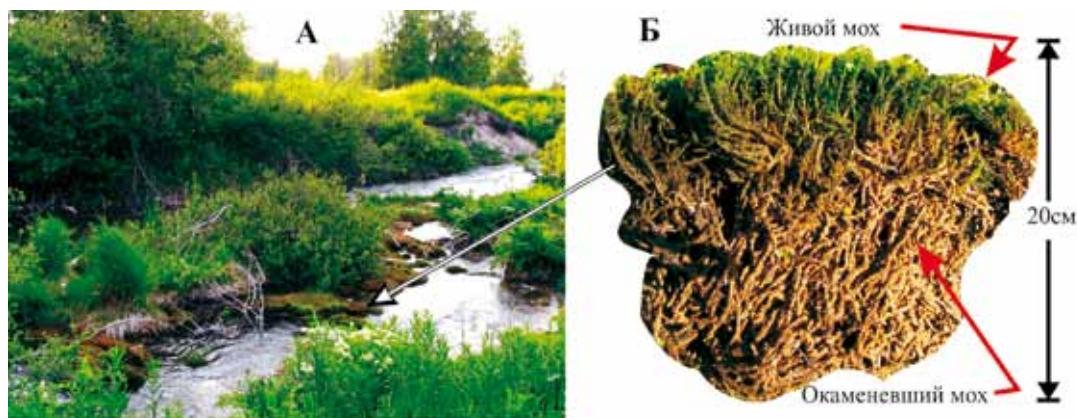


Рис. 2. Зона современного травертиногенеза в ручье Ривкузи (А) и кровля юного травертина (Б)

залежь древних (ранне-среднеголоценовых) известковых туфов, а еще через 1,5 км вскрывает другую залежь того же возраста. Из-за неравномерного растворения известковых туфов дно ручья неровное, с глубокими ямами, перекатами, небольшими водопадами (до 0,3 м высотой). На отрезке длиной около 0,5 км в пойме и русле ручья на островках и отмелях, покрытых водорослями и мхом, происходит фоссилизация аквафильной флоры с формированием небольших (толщиной около 0,5 м) линз хрупких известковых туфов. Один из таких участков, расположенный у автомобильной дороги Ропша – Оржицы – Гостилицы (с юга от нее), приведен на рис. 2А.

Здесь известковые туфы новейшей генерации (рецентные), залегая на ранне-среднеголоценовых (древних) крепко сцементированных разностях, отделены от последних линзами темно-серого, почти черного обводненного ила. Рецентные травертины представлены ажурными образованиями, состоящими из кальцитовых фитоморфоз произрастающих здесь растений. Эти формирующиеся на наших глазах породы похожи на каменные кружева из хрупких ветвящихся и частично соприкасающихся фоссилизированных стеблей мха. Крупные пустоты заполнены черным илом и с поверхности заселены речными организмами (бокоплавами и др.). В кровле пласта зафиксированы различные стадии тафономического цикла: живые зеленые мхи сменяются частично замещенными кальцитом зеленовато-кремовыми пластичными разностями, а затем — полностью минерализованными органическими остатками (фоссилиями). Все это можно наблюдать в одном образце (рис. 2Б). В результате такой зональности поверхность рецентных травертинов оказывается покрытой ярко-зеленым тонким ковром пока еще живого мха.

На площади памятника природы «Глядино» произрастает 57 видов мхов (Красная книга..., 1999). В очаге современного травертиногенеза определены *Brachythecium*, *Rhynchostegium*, *Hygrohypnum* и некоторые другие (Никитин и др., 2011).

Максимальную площадь распространения имеют юные травертины с фитоморфозами преимущественно листостебельных мхов. По латерали они сменяются небольшими по площади участками с фитоморфозами харовых водорослей (*Chara*, *Nitella*). Эти текстурные разновидности с окаменевшими тонкими (около 1 мм) переплетающимися нитями образуют еще более изысканные кружева. Как и в предыдущей разновидности, крупные пустоты между фоссилизированными нитями хары заполнены черным илом.

В очаге современного травертиногенеза кальцитом замещаются не только мхи, харовые водоросли, иногда высшие сосудистые растения, но и колонии разнообразных микроорганизмов. С кальцитизацией микробиоты связано образование известковых корок в русле ручья и на дне сезонно обводняющихся протоков. В зоне современного формирования травертинов в ручье Ривкузи распространены (Никитин и др., 2011) представители цианей (*Schizothrix*, *Phormidium*, *Calotrix*, *Gloeocapsa*, *Rivularia*), зеленых водорослей (*Gongrosira*, *Chlorotilium* и *Oocardium*), багрянков (*Batrachospermum*), диатомей (*Diatoma*, *Synedra*, *Achnantes*, *Gomphonema*, *Navicula*). Эти и некоторые другие гидробионты формируют своеобразные брио-альго-цианобактериальные сложноустроенные сообщества (рис. 3).



Рис. 3. Брио-альго-цианобактериальные сообщества в ручье Ривкузи. Август 2011 г.

таблице, свидетельствует о том, что источниковые воды пресные (!) имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. Из-за отсутствия данных о количестве свободного CO_2 нельзя уверенно говорить о степени насыщенности этих вод CaCO_3 . В пересчете на соли проанализированные воды ручья Ривкузи содержат от 160 до 210 мг/л CaCO_3 и от 122,7 до 130,05 мг/л MgCO_3 . При $p\text{CO}_2$, равном атмосферному (0,0003), и при температуре от 0 до 20 °С полное насыщение CaCO_3 достигается при его концентрации 59–79 мг/л. Иными словами, пресные воды руч. Ривкузи пересыщены CaCO_3 и потому способны к осаждению из них карбоната кальция, но в изученном очаге современного травертиногенеза оно происходит преимущественно биохимическим путем.

Подавляющая доля известковых новообразований представляет собой скопление инкрустаций по растениям, сохраняющим тонкие детали их поверхностной скульптуры. В шлифах можно различить три разновидности агрегатов карбоната кальция, соответствующие разным способам его образования. Одна разновидность представлена тончайшими микроразнональными корочками на поверхности растений, другая выполняет трубчатые и иной

Состав воды в очаге травертиногенеза

| | Проба 1 | | Проба 3 | |
|------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| | г/л | Мгэкв/л | г/л | Мгэкв/л |
| Сух. ост. | 0,3700 | | 0,3240 | |
| $[\text{Na}^+ + \text{K}^+]$ | 0,0010 | 0,05 | 0,0113 | 0,49 |
| NH_4^+ | Н.о. | - | Н.о. | - |
| Ca^{2+} | 0,0842 | 4,20 | 0,0641 | 3,20 |
| Mg^{2+} | 0,425 | 3,50 | 0,0401 | 3,30 |
| Fe^{2+} | Н.о. | - | Н.о. | - |
| Σкат | | 7,75 | | 6,99 |
| Cl^- | 0,0247 | 0,70 | 0,0150 | 0,42 |
| SO_4^{2-} | 0,0120 | 0,25 | 0,0100 | 0,21 |
| NO_3^- | Н.о. | - | Н.о. | - |
| NO_2^- | 0,00001 | - | Н.о. | - |
| HCO_3^- | 0,4149 | 6,80 | 0,3734 | 6,12 |
| CO_3^{2-} | Н.о. | - | 0,0072 | 0,24 |
| PO_4^{3-} | Н.о. | - | 36мкг/л | - |
| Σан | | 7,75 | | 6,99 |
| pH | 7,25 | | 8,05 | |
| О.перм. | 0,0001 | | 0,00009 | |
| H_4SiO_4 | 0,0008 | | 0,00010 | |
| $\text{Fe}(\text{OH})_3$ | Н.о. | | Н.о. | |
| H_3BO_3 | 0,0002 | | 0,0002 | |

На ручье Ривкузи в очаге современного травертиногенеза проводились замеры температуры, водородного показателя и окислительно-восстановительного потенциала воды, определялся ее химический состав. В июле–августе 2004–2006 годов замеры температуры воды проводились с 10 часов до 21 часа с интервалом 2–3 часа. Температура воды составляла +11 °С. Ее суточные колебания уловить не удалось. Водородный показатель (рН) варьировал от 7,25 в истоке ручья до 8,60 в зоне современного травертинообразования, окислительно-восстановительный потенциал (Еh) — от +70 до +20 мВ, сухой остаток — от 324 до 418 мг/л. Химический состав, приведенный в

формы пустоты в самом растении, третья замещает растительную ткань с сохранением ее структуры. То есть, в образовании известковых туфов новейшей генерации участвуют по меньшей мере два процесса: выпадение из раствора CaCO_3 на поверхности растения или в его полостях и метасоматическое замещение органического вещества кальцитом. Метасоматические границы выражены плавным уменьшением концентраций кальцита к кровле пласта и возрастанием концентраций растительной органики в том же направлении. Постепенные переходы в кровле травертинового пласта отчетливо видны в шлифах под микроскопом и подтверждаются рентгено-фазовым анализом.

Нередко среди фитоморфоз мха и водорослей встречаются обломанные ветки деревьев и случайные предметы неорганического происхождения: стеклянные бутылки, их осколки, стальная проволока и т.д. Эти объекты покрыты корочкой карбоната кальция

различной толщины. Корочка на упавших древесных ветках имеет толщину от 1 до 4 мм, а на находящихся рядом стеклянных предметах не превышает 0,5 мм. На стеклянных предметах корочка чаще гладкая, а на ветках имеет глобулярную поверхность, обусловленную морфологией цианобактериальных колоний.

Показательно, что если большая часть растительной ткани живых мхов и водорослей замещена кальцитом, то плотная древесина и даже рыхлая кора опавших (уже мертвых) древесных веток покрыты коркой, но не несут признаков их замещения карбонатом кальция. На корнях живых деревьев в очаге современного травертиногенеза, кроме поверхностной (микробактериальной) корочки, можно видеть (в шлифе) тонкую зону замещения древесной ткани кальцитом (CaCO_3). Эти наблюдения дают основание предполагать, что физиология живых организмов способствует замещению их тканей минеральным (в данном случае карбонатом кальция) веществом. Не исключено, что отчасти в этом могут быть повинны цианобактерии, способные к участию в симбиотических ассоциациях. Общеизвестно, что одни из них являются симбионтами некоторых мхов, другие живут внутри клеток водорослей и др. Способность таких цианобактерий-симбионтов к оксигенному фотосинтезу может стимулировать более интенсивное замещение кальцитом тканей живых растений.

Интенсивность процесса континентального карбонатакопления зависит от геологических, геоморфологических, гидрогеологических, климатических и многих других условий. На примере Ижорского плато показана генетическая связь холодноводного травертинообразования с этапами тектонической активизации и обусловленной ею гидрогеологической перестройкой региона. Очаги голоценового (и современного в том числе) травертинообразования являются природными маркерами разрывных дислокаций. На относительно молодой возраст этих дизъюнктивов может указывать возраст самих травертинов, формировавшихся в зонах транспорта газофлюидов (Никитин и др. 2011).

Основным фактором травертинообразования в холодных источниковых водах Ижорского плато является деятельность специфической автотрофной гидробиоты, живущей в условиях привноса в среду обитания глубинных CO_2 , CH_4 , He, Rn и некоторых других газов и формирующей брио-альго-цианобактериальные сообщества. Среди таких сообществ заметную роль выполняют цианобактериальные маты, которые можно представить в виде функционально многослойной конструкции. На поверхности мата в фотоактивный период кристаллизуется кальцит, который существенным образом препятствует фотосинтезу, обменным процессам и, соответственно, росту колоний гидробиоты. Поэтому в процессе роста колонии происходит периодическое (суточное и сезонное) чередование фототаксиса и латентных этапов. В условиях умеренных широт (где находится изучаемая площадь) такая периодичность достаточно отчетлива и усложняется сезонным изменением видового состава доминирующих фотосинтетиков.

Очаги современного формирования травертинов в окрестностях Санкт-Петербурга являются природными лабораториями для специалистов различных направлений. У литологов имеется реальная возможность использовать точные методы для познания законов континентального хемогенного и биохемогенного литогенеза, уточнения факторов пресноводного карбонатакопления и совершенствования критериев прогнозирования месторождений. Палеобиологам эти природные лаборатории открывают уникальную возможность изучать протекающие на глазах процессы фоссилизации растительных и животных макро- и микроорганизмов, получать достоверные данные о скорости перекристаллизации фоссилий и ее влиянии на сохранность структуры органических тканей.

Литература

- Колокольцев В.Г., Ауслендер В.Г., Ковалевская Е.О.* Современное образование известковых туфов в Ленинградской области // Региональная геология и металлогения. № 23. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. С. 82–93.
- Колокольцев В.Г., Журавлев А.В., Ковалевская Е.О.* Абиотические факторы современного окаменения живых растений в окрестностях Санкт-Петербурга // Биокосные взаимодействия: жизнь и камень. Материалы III Международного Симпозиума. Санкт-Петербург, 2007. С. 66–69.
- Красная книга природы Ленинградской области. СПб., 1999. Т. 1. 309 с.
- Никитин М.Ю., Медведева А.А., Максимов Ф.Е. и др.* Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива // Научно-теоретический журнал «Общество. Среда. Развитие». СПб.: ЦНИТ «Астерион», 2011. С. 231–236.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА «КАМЕНКА» (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, kolom@gin.bsnet.ru

Брянская депрессия находится в юго-западном горном обрамлении Витимского плоскогорья и приурочена к северной ветви Боргойско-Удинской системы впадин. Горные хребты, окружающие котловину (с юго-востока — Цаган-Дабан, северо-запада — Худанский и севера — Мухор-Тала), протягиваются в близширотном направлении, имеют плоские широкие водоразделы с коренными обнажениями на отдельных вершинах и массивные протяженные склоны с реликтами нагорных террас. Морфоструктура Брянской депрессии ориентирована на северо-восток вдоль р. Брянки, длина ее 25 км, ширина отдельных участков до 15 км. Котловина характеризуется сложной морфологией рельефа кристаллического фундамента.

Наиболее полный комплекс рыхлых отложений, выполняющий днище впадины, представлен разрезом геологического объекта Каменка, содержащим культурные погребенные палеолитические слои (Лбова, 2000). Он расположен в северной части котловины в 3,5 км северо-восточнее села Новая Брянь. Осадки его — главным образом пески, среди которых преобладают тонко-мелкозернистые (средневзвешенный размер частиц $x=0,18-0,25$ мм), мелкозернистые ($x=0,25$ мм) и средне-мелкозернистые ($x=0,35-0,47$ мм) разности. Суммарная доля песчаных фракций составляет не менее 60 % с преобладанием размерности 0,315–0,14 мм, на алевритово-глинистую часть обломочного спектра приходится до 40 %. Содержание псефитовой фракции колеблется от единичных зерен до 13 %. Цвет осадков — от сероватых, белесых до коричневатых, коричнево-желтоватых, желтых и охристо-желтых оттенков. Текстуры отложений слоистые, редко мелколинзовидные и массивные. Слоистость тонкая (мощность слоев — первые мм) горизонтальная, субгоризонтальная, слабоволнистая, очень редко косая. В целом в разрезе выделяется несколько горизонтов, имеющих весьма схожие структурно-текстурные особенности.

Верхняя часть (интервал 1,6–3,15 м) характеризуется довольно высоким содержанием пелитов, практически полным отсутствием слоистости, весьма редкими включениями обломочного материала, слабым ожелезнением и карбонатизацией.

Отложения имеют совершенную сортировку (коэффициент Траска $S_0=1,28-1,31$, стандартное отклонение $\sigma=0,1-0,3$), что свидетельствует об их накоплении в однородных динамических условиях при существенной длине транспортировки. Коэффициент асимметрии положителен (мода больше среднего размера зерен), и, следовательно, крупнозернистая часть распределения всей совокупности частиц осадка имеет лучшую отсортированность, чем тонкозернистая. Разброс значений данного коэффициента ($\alpha=1,6-1,9$) отражает незначительную изменчивость среды седиментации. Эксцесс положителен ($\tau=8,97-10,97$), что указывает на определенную стабильность этой среды, постоянное внедрение небольших порций наносов в бассейн осадконакопления и превышение скорости обработки материала над поступлением. Низкие, выдержанные значения свойственны и коэффициенту вариации ($v=0,58-0,60$). В первую очередь подобные условия аккумуляции характерны для стационарных лимнических объектов, но отсутствие каких бы то ни было подтверждающих текстурных признаков, всегда имеющих место в аквальных обстановках, исключает такую возможность. Поэтому накопление верхнего горизонта разреза Каменка следует связывать, скорее всего, с плоскостным склоновым смывом периферийной зоны устойчивого субламинарного режима осадконакопления (участие воды в процессе седиментации подтверждается внешним обликом кумулятивных кривых грансостава, имеющих в первой и второй квартилях характерный легкий изгиб, присущий распределениям флювиального ряда) и последующей эоловой переработкой (смешанный эолово-делювиальный генотип).

Верхняя часть разреза отделена от средней прослоем мощностью 15 см (интервал 3,15–3,3 м) коричневатого-желтоватого тонко-мелкозернистого алевритистого песка массивной текстуры с небольшим содержанием (5 %) щебнисто-дресвяных включений. Из-за полидисперсности и бимодальности осадка, а также существенного увеличения всех основных статистических его показателей (σ , α , τ , ν) седиментация здесь могла осуществляться в явно более динамичной и турбулентной среде, свойственной коллювиально-делювиальной группе отложений.

Средняя часть разреза Каменка состоит из двух пачек: верхней, преимущественно песчаной мелкозернистой, и нижней, сложенной в основном средне-мелкозернистыми песками.

В строении верхней пачки (интервал 3,3–4,95 м) принимают участие коричневатые, серовато-желтоватые хорошо промытые мелкозернистые ($x=0,25-0,27$ мм) пески с доминантой фракции 0,315–0,14 мм (61,3–80,9 %) и подчиненной ролью соседних по размерности фракций — 0,63–0,315 мм (10,9–19,0 %) и <0,14 мм (5,7–20,5 %). Текстура отчетливая, субгоризонтально- и волнисто-тонкослоистая (мощность слойков — первые мм, редко до 1–1,5 см). Толща имеет совершенную сортировку ($S_0=1,20-1,34$; $\sigma=0,10-0,16$), одномодальность распределений, причем мода сдвинута в сторону крупных частиц ($S_k < 1$; $\alpha > 0$), и положительный эксцесс. Эти обстоятельства непосредственно указывают на относительно спокойный и стабильный как динамический, так и тектонический фон. Особенности текстуры в сумме с внешним обликом кумулятивных кривых (плавные изгибы в первой и четвертой квартилях на близких процентных уровнях) и значениями коэффициента вариации ($\nu=0,4-0,65$) определяют происхождение этой пачки как аллювиально-озерное.

По потамологическим показателям накопление совершалось в неглубоких стационарных мелководных (до 1,5 м) озеровидных проточных водоемах. Река пра-Брянка, доставлявшая сюда обломочный материал, имела поверхностную скорость течения 0,4 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение рыхлый материал, 0,31–0,32 м/с, придонную скорость отложения 0,2 м/с, минимальную глубину 0,35–0,4 м, ширину русла 11–16,5 м и уклон водного зеркала 0,37–0,45 м/км. По своим гидродинамическим параметрам она могла транспортировать осадки по конечному диаметру подвижных фракций руслоформирующих частей от алевритово-глинистых частиц до мелко-среднезернистых песков, что соответствует размерности изучаемых отложений ($d_{\max}=0,58-0,63$ мм). Слабоподвижное (ϕ -критерий устойчивости <100 единиц) русло равнинного типа (число Фруда $Fr < 0,1$) с площадью водосбора >100 км² этого водотока находилось в естественных весьма благоприятных условиях состояния ложа с беспрепятственным течением воды (коэффициент шероховатости $n > 40$). Значения числа Лохтина ($\Lambda=1,7$) свидетельствуют о приближении потока к конечному водоему, динамика которого характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления ($0,1 < x < 1,0$), а также преобладанием сальтационного способа перемещения наносов ($x < 0,35$). Кроме того, по показателям универсального критерия Ляпина ($\beta=0,22-0,23$) устанавливается присутствие в палеорусле небольших подвижных форм низкогрядового рельефа высотой до 0,14 см, длиной до 1,6 м и скоростью перемещения 0,2 мм/сек. Благодаря этому, используя номограмму Ржаницына (Шванов, 1969), можно легко определить порядок пра-Брянки — V–VI, что близко к современному порядку р. Брянки.

В фациальном отношении исследуемые осадки принадлежат береговой фации и фации прирусловых отмелей (соответственно, лимническая и речная макрофации).

Нижняя пачка (интервал 4,95–8,15 м) средней части разреза Каменка сложена более пестрыми по составу песками: от алевропесков и тонко-мелкозернистых до средне-мелкозернистых ($x=0,25-0,5$ мм). Преобладающими выступают фракции размером 0,315–0,14 мм (29,9–65,0 %), <0,14 мм (7,9–40,7 %) и 0,63–0,315 мм (8,0–28,8 %). Господствующий цвет осадка серовато-желтоватый, желтоватый. Слоистость четкая, развита повсеместно — от субгоризонтальной, слабоволнистой до косой и косоволнистой, мощность слойков от первых мм до 1,5–2 см. Присутствует сингенетичное и эпигенетичное ожелезнение. Имеется небольшой процент включений неокатанного обломочного материала, характер распределения которого послынный.

Коэффициент сортировки Траска ($S_0=1,30-1,76$) и стандартное отклонение ($\sigma=0,3-1,14$) показывают, что отложения очень хорошо, хорошо и умеренно сортированы, характеризуются

положительной асимметрией ($S_k < 1$, $\alpha > 0$), с модой, сдвинутой обычно в сторону крупных частиц (относительно высокая энергетика среды седиментации, что подтверждается существенным разбросом значений коэффициента асимметрии α). Экссесс только положителен и даже резко положителен (относительно стабильные тектонические условия осадконакопления, постоянный привнос новых порций материала и довольно качественная его динамическая обработка). Значения коэффициента вариации осадков ($v=0,89-2,04$) определяют аквальный характер бассейна седиментации и относятся к полю однонаправленных стационарных и квазистационарных потоков с сезонным колебанием водности.

Формирование наносов осуществлялось мигрировавшими водотоками в основном равнинного ($Fr < 0,1$), реже — полугорного грядового ($Fr > 0,1$) типов с натуральными постоянными руслами (площадь водосбора $> 100 \text{ км}^2$) при естественном благоприятном положении ложа (коэффициент шероховатости $n=37-38$). Палеорула имели незначительные уклоны $0,4-1,4 \text{ ‰}$, скорости перемещения частиц $0,31-0,37 \text{ м/с}$, придонные скорости аккумуляции $0,20-0,23 \text{ м/с}$, поверхностные скорости течения воды $0,42-0,54 \text{ м/с}$, максимальные глубины в меженный период $0,25-0,3 \text{ м}$ и $2,6-4,5 \text{ м}$ в половодье при ширине в фазу полного заполнения водой $50-155$ метров. Универсальный критерий Ляпина ($\beta > 0,2$), теоретически указывающий на наличие в песках субгоризонтальной и косой слоистости, что подтверждается и полевыми наблюдениями, обосновывает определенную направленность характера водной среды с образованием в днищах русел мелкогрядовых подвижных форм высотой $0,08-0,14 \text{ м}$, длиной $0,9-1,6 \text{ м}$ и скоростью их перемещения $0,2-1,0 \text{ мм/с}$. Значения числа Лохтина ($\Lambda=1,5-1,8$) свидетельствуют о приближении этих водотоков к конечному водоему. ϕ -критерий устойчивости русел определяет их как слабоподвижные (< 100 единиц).

В фациально-генетическом отношении описываемую толщу можно соотнести с русловой (средне-мелкозернистые пески) и пойменной (тонко-мелкозернистые пески и алевропески) группами речной макрофации.

Нижняя часть разреза Каменка имеет, в свою очередь, двучленное строение. Верхняя пачка (интервал $8,15-9,05 \text{ м}$) сложена светло-серыми, сероватыми и желтоватыми запесоченными суглинками с обильными включениями неокатанных и слабоокатанных мелких обломков дресвяно-щебенистой размерности гранитного состава с хаотичным распределением по всем горизонтам. Наблюдается слабо выраженная косая (сверху) и субгоризонтальная (снизу) слоистость, мощность прослоев $1-2 \text{ см}$. С этих отложений радиотермолюминесцентным способом получена дата 49 ± 6 тыс. лет (ГИН СО РАН-340), что сопоставляется с финалом зырянского времени.

Нижняя пачка (интервал $9,05-10,6 \text{ м}$) представлена тонко-мелкозернистыми алевритистыми буровато-желтыми и охристо-желтыми песками с повышенными содержаниями псефитовых частиц (от 7 до 13 %). Распределение песчаных фракций такое же, как для всего разреза в целом, преобладают фракции $0,315-0,14 \text{ мм}$ и $< 0,14 \text{ мм}$. Текстура выражена слабо — субгоризонтальное чередование маломощных слоев песка и песчано-дресвяной смеси.

Отложения характеризуются умеренной и недостаточной сортировкой ($S_0=1,74-1,96$; $\sigma=3,62-3,75$). Наблюдается асимметрия распределений: мода сдвинута в сторону мелких частиц ($S_k > 1$). Повышенные значения коэффициента асимметрии ($\alpha=3,74-4,69$) и положительные параметры эксцесса ($\tau=16,05-28,35$) указывают на некоторое увеличение уровня живых сил среды седиментации при относительно стабильном тектоническом фоне. Показатели коэффициента вариации ($v=1,82-2,06$) соответствуют аквальному характеру протекания аккумуляции в однонаправленных постоянных и эпизодических турбулентных потоках с сезонными колебаниями водности.

Поступающий в бассейн седиментации материал привносился естественными блуждающими потоками полугорного и горного грядового типа ($Fr=0,18-0,24$) с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости $n=32-35$). Поверхностные скорости течения палеоводотоков не превышали $0,76 \text{ м/с}$, уклоны водного зеркала составляли $2,4-3,7 \text{ м/км}$. Максимальные глубины: $0,25 \text{ м}$ в меженный и $3,3-3,6 \text{ м}$ в паводковый периоды, ширина русел в момент наибольшего заполнения водой до выхода на пойму варьировала в пределах $80-100$ метров.

Критерий устойчивости русел определяет их как слабоподвижные и не способные производить большую эрозионную работу. По своим гидродинамическим особенностям потоки Брянского водосбора могли приводить в движение обломки с предельным диаметром от 1,8 до 2,65 мм, что полностью совпадает с размерностью изучаемых осадков. Очевидна и фациально-генетическая природа данных отложений — аллювиальные и, вероятно, аллювиально-пролювиальные пески русловых нестрешневых фаций. Время образования самых нижних горизонтов разреза Каменка определено по РТЛ-дате в 74 ± 8 тыс. л.н. (ГИН СО РАН-342) как ермаковское.

Таким образом, начиная с ермаковского времени и вплоть до голоцена, в Брянской впадине имели место несколько стадий осадконакопления, происходившего преимущественно в водной среде. Их смена при общем относительно спокойном тектоническом режиме, на наш взгляд, имеет определенную палеоклиматическую направленность. Изменение основных гранулометрических и гидродинамических параметров отложений, функционально зависящих от вариаций водности, в своей основе вызвано увлажнением или иссушением данной территории. Подтверждением этому служит образование низов брянских разрезов в ермаковское время в стационарных условиях однонаправленных водных потоков с соответствующими показателями процесса аккумуляции при достаточном количестве свободной и подвижной воды во влажной климатической обстановке. Напротив, накопление последующей, верхней, суглинистой пачки на этом же уровне свидетельствует о похолодании, уменьшении водности и аридизации климата к финалу нижнезырянского времени. В каргинскую эпоху с общим потеплением и новым увлажнением во впадине происходит реставрация речной системы как главного гидрологического фактора, приведшего к возникновению нижней пачки средней части разреза Каменка, что нашло свое отражение в возрастании размера руслоформирующей фракции, скоростей течения, глубины, ширины, уклона водного зеркала и площади водосбора.

Следующее сокращение размерности частиц и снижение параметров процесса седиментации (верхняя пачка средней части толщи разреза Каменка) коррелируются, по всей видимости, с сарганской, достаточно влажной эпохой похолодания (наличие озеровидных проточных водоемов). Самую верхнюю часть разреза с наименьшей крупностью зерна в осадке можно соотнести с голоценовым периодом, для которого характерен менее влажный климатический режим.

Литература

Лбова Л.В. Палеолит северной зоны Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 240 с.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ УБУКУНО-ОРОНГОЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев

*Геологический институт СО РАН, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ,
kolom@gin.bsnet.ru*

Район исследования находится в юго-западной части Убукуно-Оронгойской впадины Селенгинского среднегорья. В плане впадина имеет северо-восточную ориентировку продольной оси, обрамлена с северо-запада хребтами Хамбинским и Хамар-Дабан и с юго-востока — Моностойским. В той части впадины, где из Хамбинского хребта вытекает р. Убукун, располагается обширная наклонная наземная дельта с бугристой местами заболоченной поверхностью. Юго-западная часть впадины занята поймой р. Убукун, в пределах которой присутствуют несколько реликтовых холмов высотой до 60 м. Здесь же, у подножья Моностойского хребта прослеживается высокий увал (100–150 м над урезом воды в р. Убукун) с пологими склонами, сформированный песчаными и супесчаными породами.

Северо-восточный сектор впадины представлен поймами рек Убукун, Оронгой и Гильбери. Здесь расположены многочисленные эрозионно-денудационные останцовые сопки, сложенные коренными породами. Вдоль подошвы хребта Хамар-Дабан залегают слабонаклонные дельты и конусы выноса рек, стекающих с южного макросклона этого горного сооружения. Хребты Хамбинский и Хамар-Дабан возвышаются над днищем впадины на 600–800 и более метров. Склоны, обращенные в сторону котловины, в значительной степени изрезаны многочисленными долинами с V-образным поперечным профилем и падами. Мелкосопочный и увалистый рельеф развит на склоне Моностойского хребта.

Осадочная толща мощностью до 15 м высокого подгорного увала вскрыта в карьере на правом берегу р. Оронгой, в 4 км к юго-западу от с. Оронгой. Ее отложения, состоящие из пяти литологически неоднородных слоев, представлены в общей массе субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистыми ритмичными разнозернистыми песками с содержанием от 8 до 45 % алевритово-тонкозернистого матрикса и включениями (от 1 до 13 %) псефитового материала.

Под современным почвенно-растительным покровом мощностью 0,6 м до глубины разреза в 1,65 м (первый литологический горизонт) залегает светло-коричневый слабо промытый карбонатизированный преимущественно грубо-крупно-среднезернистый песок (средневзвешенный размер частиц $x=1,63$ мм) со значительной примесью линзовидных скоплений неокатанных и слабоокатанных обломков крупностью до мелкого щебня. Слоистость неявно выражена, ее падение ЮВ 150° , $\angle 2^\circ-4^\circ$. По стандартному отклонению такие отложения характеризуются полным отсутствием сортировки ($\sigma=3,55$ мм). Это обстоятельство прямо свидетельствует о незначительном расстоянии транспортировки субстрата перед его осаждением, подтверждением чему является недостаточная окатанность минеральных зерен. Вычисленный по третьему центральному моменту распределения статистический коэффициент асимметрии $\alpha > 1$ со сдвинутой модой в сторону крупных частиц и, соответственно, с их лучшей обработкой определяет энергетику среды накопления отложений как высокую. Для эксцесса, констатирующего чуткость реакции среды осадконакопления на изменения динамичности живых сил седиментации, привнос и обработку новых порций материала и в целом особенности протекания тектонических явлений на данной территории, числовые значения не превышают первых десятков единиц ($\tau=40,17$). Следовательно, формированию этой части разреза была присуща меньшая событийная насыщенность, проявившаяся в стабилизации тектонических и экзогенных процессов. Значения коэффициента вариации осадков ($v=2,18$) находятся вне поля образований водного происхождения и устанавливают неаквальный склоновый характер аккумулятивного бассейна.

В интервале 1,65–2,7 м распространение получили светло- и серовато-коричневые, субгоризонтально-слоистые крупно-средне-мелкозернистые пески ($x=0,55-0,99$ мм) с прослоями и линзами мощностью до 0,1 м грубозернистых песчаных (4–12 %) и гравийных (1,4–9,5 %) частиц. Осадки подвергались лучшей трансформации, вплоть до появления умеренной сортированности ($\sigma=0,65-1,95$), что указывает на удлинение пути их перемещения в бассейне аккумуляции при его относительно высоком энергетизме ($\alpha=2,41-5,23$) и устоявшемся неотектоническом фоне ($\tau=7,16-43,03$). Значения коэффициента изменчивости ($v=1,26-1,96$) совпадают с полем постоянных водотоков речного облика с сезонным колебанием водности. Транспортировка обломочных частиц осуществлялась различными способами, свойственными водной среде: волочением и качением частиц по дну для грубых зерен, способом «пушечного ядра» для псаммитов средней и малой зернистости, а также перемещением алевритово-пелитовых размерностей в суспензионной взвеси за счет гидравлических ловушек в вертикальной толще водотока. Динамика осаждения характеризовалась переменчивостью — от турбулентного ($x > 1,0$) до переходного ($0,1 < x < 1,0$) между турбулентным и ламинарным режимом типами.

По палеопотамологическим данным (Коломиец, 1998), палеорека имела средние уклоны водного зеркала 1,57–3,21 м/км, скорости доставки частиц 0,38–0,45 м/с, придонные скорости аккумуляции 0,24–0,29 м/с, поверхностные скорости течения 0,57–0,72 м/с, максимальные глубины на плесах 4,7–6,6 м и ширину потоков на стадии их полного заполнения водой 27–153 м (таблица). Слабоподвижного характера (ϕ -критерий менее 100 единиц) водотокам по

числу Фруда был присущ как полугорный ($Fr=0,13$), так и в большей степени горный грядовой тип ($Fr=0,21-0,22$) стабильных хорошо оформленных русел с водосборной площадью $>100 \text{ км}^2$, свободным течением воды в обычном, а также благоприятном положении ложа (коэффициент шероховатости $n=32,0-32,9$). В палеорусле устанавливается присутствие подвижных форм низкогрядового рельефа высотой $0,10 \text{ м}$, длиной $1,3 \text{ м}$ и скоростью перемещения $0,0003 \text{ м/с}$. В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофафии (главным образом русловой группе).

Палеопотамологические параметры осадконакопления аквального генезиса

| Номер пробы (слой) | Срывающая скорость $v_{ср}$, м/с | Скорость отложения $v_{отл}$, м/с | Скорость потока v , м/с | Глубина H , м | Ширина B , м | Уклон I , м/км | Критерий Ляпина β | Критерий ϕ | Коэффициент шероховатости n | Число Фруда Fr |
|--------------------|-----------------------------------|------------------------------------|---------------------------|-----------------|----------------|------------------|-------------------------|-----------------|-------------------------------|------------------|
| 3010-2 (2) | 0,45 | 0,29 | 0,70 | 6,55 | 51,2 | 3,06 | 0,46 | 32,1 | 33,7 | 0,21 |
| 3010-3 (2) | 0,38 | 0,24 | 0,57 | 4,72 | 26,9 | 1,57 | 0,36 | 32,9 | 36,8 | 0,13 |
| 3010-4 (2) | 0,45 | 0,29 | 0,72 | 6,24 | 153,0 | 3,21 | 0,47 | 32,0 | 33,4 | 0,22 |
| 3010-6 (3) | 0,36 | 0,23 | 0,53 | 4,71 | 26,8 | 1,24 | 0,34 | 33,2 | 37,7 | 0,11 |
| 3010-7 (3) | 0,37 | 0,24 | 0,55 | 5,78 | 40,4 | 1,45 | 0,35 | 33,0 | 37,1 | 0,13 |
| 3010-8 (3) | 0,38 | 0,24 | 0,56 | 3,54 | 15,2 | 1,56 | 0,36 | 33,0 | 36,8 | 0,13 |
| 3010-9 (3) | 0,37 | 0,24 | 0,55 | 4,99 | 30,1 | 1,45 | 0,35 | 33,0 | 37,1 | 0,13 |
| 3010-10 (3) | 0,37 | 0,23 | 0,55 | 3,32 | 13,4 | 1,37 | 0,35 | 33,1 | 37,3 | 0,12 |
| 3010-11 (3) | 0,35 | 0,22 | 0,51 | 2,95 | 10,5 | 1,06 | 0,32 | 33,3 | 38,4 | 0,10 |
| 3010-12 (3) | 0,36 | 0,23 | 0,53 | 3,51 | 14,9 | 1,18 | 0,33 | 33,2 | 37,9 | 0,11 |
| 3010-14 (3) | 0,38 | 0,24 | 0,58 | 6,22 | 46,8 | 1,68 | 0,37 | 32,9 | 36,5 | 0,14 |
| 3010-15 (3) | 0,39 | 0,25 | 0,59 | 5,73 | 39,7 | 1,85 | 0,39 | 32,8 | 36,1 | 0,15 |
| 3010-16 (3) | 0,38 | 0,24 | 0,57 | 5,65 | 38,6 | 1,66 | 0,37 | 32,9 | 36,6 | 0,14 |
| 3010-17 (4) | 0,36 | 0,23 | 0,53 | 3,58 | 97,1 | 1,24 | 0,34 | 33,2 | 37,7 | 0,11 |
| 3010-18 (4) | 0,34 | 0,22 | 0,50 | 3,44 | 89,7 | 0,93 | 0,30 | 33,3 | 38,8 | 0,09 |
| 3010-19 (4) | 0,36 | 0,23 | 0,52 | 3,21 | 77,9 | 1,17 | 0,33 | 33,2 | 38,0 | 0,11 |
| 3010-20 (4) | 0,35 | 0,22 | 0,51 | 2,23 | 37,7 | 1,00 | 0,31 | 33,3 | 38,6 | 0,10 |
| 3010-21 (4) | 0,35 | 0,22 | 0,50 | 3,32 | 83,4 | 0,96 | 0,31 | 33,3 | 38,7 | 0,09 |
| 3010-22 (4) | 0,38 | 0,24 | 0,56 | 3,94 | 117,2 | 1,56 | 0,36 | 33,0 | 36,8 | 0,13 |
| 3010-23 (4) | 0,34 | 0,22 | 0,48 | 3,54 | 94,9 | 0,79 | 0,29 | 33,4 | 39,4 | 0,08 |
| 3010-24 (4) | 0,34 | 0,22 | 0,49 | 2,74 | 56,8 | 0,84 | 0,29 | 33,4 | 39,2 | 0,08 |
| 3010-25 (4) | 0,34 | 0,22 | 0,49 | 2,28 | 157,2 | 0,89 | 0,30 | 33,4 | 39,0 | 0,09 |
| 3010-26 (4) | 0,33 | 0,21 | 0,46 | 2,13 | 136,8 | 0,65 | 0,27 | 33,4 | 40,1 | 0,07 |
| 3010-27 (5) | 0,30 | 0,19 | 0,40 | 2,11 | 135,3 | 0,27 | 0,19 | 32,8 | 43,1 | 0,04 |
| 3010-28 (5) | 0,32 | 0,20 | 0,43 | 2,28 | 157,5 | 0,44 | 0,23 | 33,3 | 41,4 | 0,05 |
| 3010-29 (5) | 0,32 | 0,20 | 0,44 | 2,06 | 127,8 | 0,49 | 0,24 | 33,4 | 41,1 | 0,06 |
| 3010-30 (5) | 0,33 | 0,21 | 0,46 | 2,14 | 138,0 | 0,63 | 0,26 | 33,4 | 40,2 | 0,07 |
| 3010-31 (5) | 0,30 | 0,19 | 0,40 | 2,61 | 206,7 | 0,29 | 0,20 | 33,0 | 42,8 | 0,04 |
| 3010-32 (5) | 0,31 | 0,20 | 0,41 | 2,10 | 133,2 | 0,32 | 0,21 | 33,1 | 42,4 | 0,04 |
| 3010-33 (5) | 0,32 | 0,20 | 0,44 | 1,95 | 114,5 | 0,48 | 0,24 | 33,4 | 41,2 | 0,06 |

Второй литологический слой на глубине $2,7-3,0 \text{ м}$ представлен крупно-средне-мелкозернистым песком ($x=0,73 \text{ мм}$), подстилающимся и перекрывающимся прослоями дресвяно-мелкощепнистого материала слабонаклонного залегания ($\text{ЮВ } 160^\circ, \angle 2^\circ$). Осадкам пролювиально-склонового происхождения ($v=2,34$) свойственна плохая сортировка ($\sigma=1,71$), высокая динамика среды формирования наносов ($\alpha=6,26$) со стабильным характером эндогенеза ($\tau=44,26$).

Третий литологический слой (интервал $3,0-7,65 \text{ м}$) выполнен коричневыми, светло- и серовато-коричневыми крупно-средне-мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми, алевритистыми средне-мелкозернистыми песками ($x=0,43-0,77 \text{ мм}$). Текстура слабонаклонная,

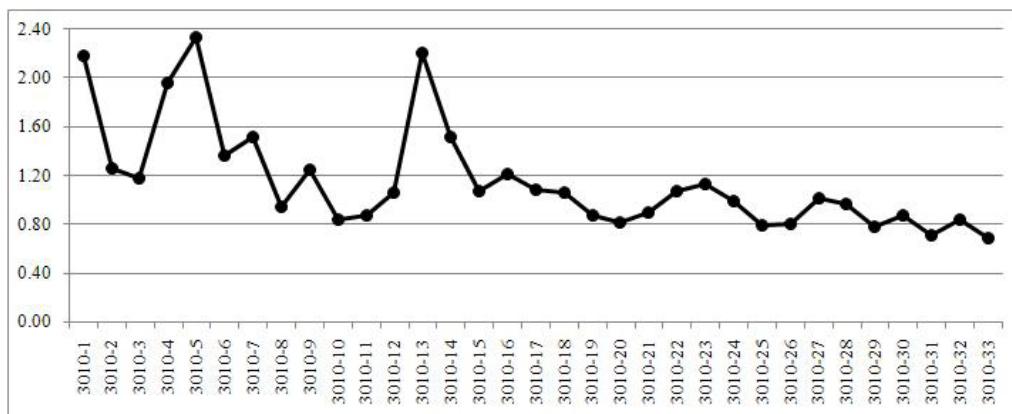
местами неотчетливо проявлена, многочисленны тонкие слои естественного шлиха. Значения коэффициента сортировки песков ($\sigma=0,37-0,88$) характеризуют осадки как умеренно и недостаточно сортированные, что указывает на увеличение длины транспортировки перед их отложением. Коэффициент асимметрии $\alpha>1$ определяет смещение модального параметра в сторону крупнозернистых частиц и тестирует динамику среды осадконакопления как повышенную. Положительный эксцесс ($\tau=7,8-57,7$) свидетельствует о непрерывном поступлении вещества в седиментационный бассейн и относительно спокойном тектоническом фоне. Показатели коэффициента изменчивости v по всей толще соотносятся с диапазоном 0,84–1,52, принадлежащим полю стабильных однонаправленных речных потоков.

Малоподвижные (ϕ -критерий <100 единиц) русла полугорного типа ($Fr=0,10-0,18$) с площадью водосбора >100 км² этих водотоков находились в естественных благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды ($n>34$). Они могли перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей от грубо-крупнозернистых песков до крупного гравия, имели поверхностные скорости течения 0,51–0,59 м/с, срывающие скорости 0,35–0,39 м/с, придонные скорости отложения 0,23–0,25 м/с, уклоны водного зеркала 1,06–1,85 м/км, глубины: в межень — 0,25 м, половодье — 2,95–6,22 м, и ширину русел 10,5–46,8 м.

На интервале 6,3–6,5 м в толще этого слоя залегает линза разнозернистого песка пролювиального генезиса ($v=2,21$), обогащенного дресвяно-мелкощебнистыми обломками.

Четвертый литологический слой (интервал 7,65–12,7 м) состоит из переслаивающихся, мощностью от 1–2 до 8–10 см серовато-, светло-коричневых и коричневых алевритисто-средне-мелкозернистых, реже — алевритово-мелко-среднезернистых и крупно-средне-мелкозернистых песков ($x=0,33-0,55$ мм) с добавками не более 1 % гравийных включений. Слоистость субгоризонтальная, слабоволнистая и слабонаклонная ($\text{Ю } 190^\circ$, $\angle 6^\circ$), толща проработана процессами ожелезнения в виде пятнистого и послойного окрашивания отложений в желтовато-коричневые, ржавые тона. Псаммитам свойственна умеренная и недостаточная сортировка ($\sigma=0,26-0,59$), асимметричность с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц ($\alpha>1$), плюсовой эксцесс и значения коэффициента вариации ($v=0,80-1,13$), совпадающие с сектором речного генезиса (рисунок).

Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного ($Fr=0,07-$



Сопоставление значений коэффициента вариаций v в пробах отложений 15-метрового увала. Значения v нанесены по оси ординат: $v<0,4$ — озерные, $0,4<v<0,8$ — озерно-аллювиальные, $0,8<v<2,0$ — речные, $v>2,0$ — осадки не флювиального генезиса. Номера проб показаны по оси абсцисс

0,09) и полугорного ($Fr=0,10-0,13$) типов с естественными стабильными руслами (площадь водосбора >100 км²) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n>37$). Им был свойствен не столь значительный уклон продольного профиля 0,65–1,56 ‰, скорость транспортировки частиц 0,33–0,38 м/с, придонная скорость отложения 0,21–0,24 м/с, скорость течения воды 0,46–0,56 м/с, минимальная глубина 0,25 м при росте высоты столба полых вод до 3,94 м и ширине в 38–157 метров на момент максимального заполнения водой. Помимо гладкой фазы влечения наносов по горизонтальной поверхности руслового ложа, здесь же

присутствовали низкие гряды высотой 0,1–0,2 м, длиной 1,3–1,7 м и скоростью перемещения 0,20–0,28 мм/с, которые сформировали плоскостную пологонаклонную текстуру осадков.

Слабонаклонные, с мощностью слоев от 1–2 до 10 см, алевропески и алевроитовые средне-мелкозернистые пески ($x=0,21-0,32$ мм) коричневой цветовой гаммы образуют пятый слой на интервале 12,7–15,1 м. Сортировка материала хорошая ($\sigma=0,16-0,26$), мода осадка имеет левостороннюю асимметрию в сторону крупных частиц ($\alpha>0$), эксцесс характеризуется знаком «+», коэффициент вариации v находится в пределах от 0,69 до 1,02 единиц и указывает как на смешанное озерно-речное происхождение осадков (глубина разреза 13,35–13,75; 14,15–14,5; 14,75–15,1 м) в неглубоком (1,9–2,6 м) лимническом водоеме, так и на аллювиальное стационарными слабоподвижными потоками равнинного типа ($Fr=0,04-0,07$) со скоростями течения 0,40–0,44 м/с, плесовыми глубинами 2,1–2,3 м и шириной водотоков 133–157 м.

Минеральный состав тяжелой фракции из песчаной толщи не отличается разнообразием: очень малый процент аксессуарных минералов, преобладают устойчивые зерна (коэффициент устойчивости — 1,2, коэффициент мономинеральности — 0,7). Осадки были сформированы в условиях, не способствовавших развитию аутигенного минералообразования, однако присутствует небольшое количество гидрослюдистых агрегатов, часть зерен покрыта тонкими корочками вторичных изменений. Плохая окатанность зерен (0–2 класс), умеренная сортированность, небольшой выход тяжелой фракции, большое количество слюдистых минералов также свидетельствуют об относительно спокойном гидродинамическом режиме и о том, что песчаную толщу слагают местные породы, поступившие с близлежащего горного обрамления.

Возраст осадков средней части толщи по данным РТЛ-датирования $38\,000\pm 4000$ лет, что соответствует каргинскому времени позднего неоплейстоцена и сопоставляется с таковым аналогичных образований приустьевой части р. Селенги (Перевалов, Резанов, 1997). Песчаные отложения каргинского времени Убукуно-Оронгойской впадины имеют сходные с ними литологические характеристики и относятся к единой минералогической провинции.

Литература

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география, геология. Улан-Удэ: изд-во БГУ, 1998. С. 92–100.

Перевалов А.В., Резанов И.Н. Первый опыт радиотермомюминесцентного датирования антропогенных отложений Юго-Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С. 1245–1251.

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ ОКРЕМНЕНИЯ В НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН)

А.Н. Кольчугин, В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.А. Ескин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Anton.Kolchugin@ksu.ru

В работах, посвященных изучению разрезов нефтяных залежей в карбонатных породах-коллекторах, в частности, их постседиментационным изменениям, достаточно много внимания уделено проблеме вторичного окремнения пород (Постседиментационные изменения..., 1980). В отдельных работах предпринимаются попытки типизации и обоснования генезиса различных морфологических типов окремнения и его влияния на коллекторские характеристики резервуаров (Вараксина, 2000, Кузнецов, Скобелева, 2005; Морозов, Королев и др., 2008). Однако проблема остается актуальной, так как кроме типизации различных типов окремнения редко проводится их историко-генетический анализ. К тому же актуальным остается и вопрос связи процессов вторичного окремнения с миграцией и аккумуляцией углеводородсодержащих флюидов, а также места и времени реализации этого процесса в общей истории геофлюидного режима бассейна породообразования, к примеру, Волго-Уральского породного бассейна.

Объектами исследования были месторождения, расположенные в юго-восточной части Республики Татарстан, в тектоническом отношении локализованные в пределах восточного и западного склона Южно-Татарского свода и в пределах восточного борта Мелекесской впадины. Процессы окремнения изучались в толщах регионально нефтеносных карбонатных пород нижнего и среднего карбона, а именно в отложениях турнейского и башкирского ярусов. По литологическому наполнению карбонатные разрезы нижнего и среднего карбона представлены известняками, в различной степени подверженными вторичным преобразованиям, главным среди которых является процесс выщелачивания.

Согласно современным представлениям о литогенезе осадочных толщ (Осадочные бассейны, 2004; Япаскурт, 2005, 2008), среди постседиментационных изменений следует различать изменения, связанные с процессами фонового литогенеза (диагенез, катагенез), и изменения, связанные с наложенным типом литогенеза (вторичные наложенные изменения). Первые реализуются при погружении осадочных толщ в бассейнах породообразования или их крупных частях и являются региональными, вторые локальны и устанавливаются лишь в пределах областей активной флюидомиграции, к которым можно причислить и нефтеконтролирующие структуры. Таким образом, все установленные постседиментационные изменения были разделены на диа-, катагенетические и вторичные наложенные.

В изученных разрезах установлены типы окремнения, связанные как с фоновым, так и наложенным литогенезом. При этом в том и другом случае окремнение характеризуется наличием разнообразных форм выделения агрегатов аутигенного кремнезема. В связи с вышеизложенным, типизировать выявленные типы окремнения предложено на основе морфолого-генетических признаков.

Окремнение, связанное с процессами фонового литогенеза пород, в изученных разрезах проявляется в замещении различных органических остатков, чаще всего которыми выступают одиночные кораллы, членики криноидей, фрагменты раковин и др. В таких случаях агрегаты аутигенного кремнезема имеют четкую приуроченность исключительно к органическим крупным остаткам, тогда как в других частях породы окремнение не устанавливается. Здесь же органические остатки способствуют образованию локального кислого геохимического барьера (Перельман, 1965), когда в условиях диа-, катагенетических изменений отложений вокруг органических остатков создается кислая среда, благоприятная для осаждения кремнезема. Отличительной чертой данного типа окремнения является его локальность. При этом зачастую его можно различить исключительно при помощи оптического микроскопа (рис. 1.) Другой чертой является отсутствие какой-либо связи с нефтеносностью или со следами миграции углеводородсодержащих флюидов.

Еще одной разновидностью окремнения, связанного с фоновым литогенезом, можно назвать окремнение, проявленное в виде формирования желваковых и конкреционных кремней

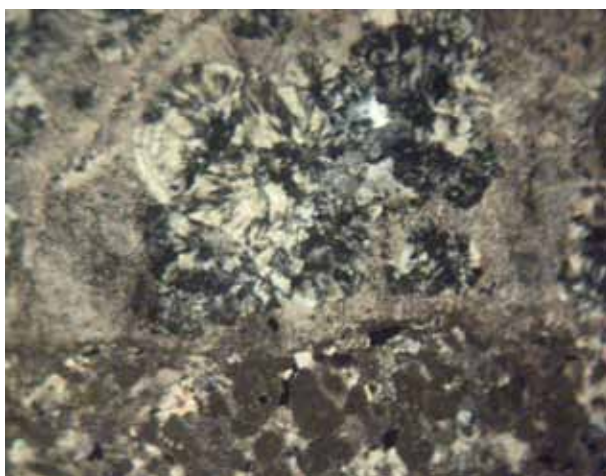


Рис. 1. Фото шлифа. Окремнение участка коралла



Рис. 2. Фото образца. Окремнение на границе различных структурно-генетических типов известняков

на границах литологических типов пород: на границе терригенных и карбонатных пород и на границе различных структурно-генетических типов известняков. Агрегаты аутигенного кремнезема, образуемые в таких случаях, имеют размер 10–15 см, по окраске темно-серые до черных, скрытозернистые по структуре, плотные, крепкие, без признаков нефтенасыщенности (рис. 2).



Рис. 3. Фото шлифа. Полное замещение исходной породы агрегатами аутигенного кремнезема

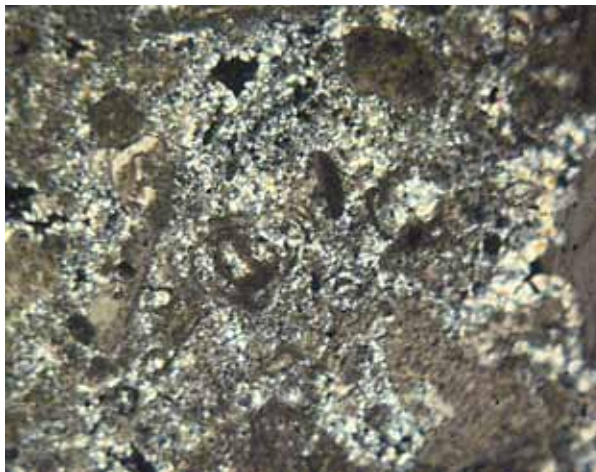


Рис. 4. Фото шлифа. Замещение цементирующего материала известняков

Окремнение, связанное с наложенным типом литогенеза пород, проявлено в изученных разрезах заметно шире. При этом морфологически оно выражается либо в полном замещении исходной породы аутигенным кремнеземом (рис. 3), либо замещением первично кальцитового цемента известняков, в то время как органические остатки (форменные компоненты) известняков окремнением не затронуты (рис. 4). Нередко такой тип окремнения сопровождается заполнением порово-кавернового пространства агрегатами аутигенного кремнезема, тогда как цемент и форменные компоненты остаются нетронутыми. Отличительной чертой окремнения, связанного с наложенным литогенезом, является его масштабность по сравнению с вышеописанным типом, связанным с фоновым литогенезом. Окремнению подвергаются значительные объемы пород мощностью до 5–6 м, при этом наблюдается отчетливая связь окремнения с нефтеносностью. Макроскопически породы, подверженные окремнению, в таких случаях имеют серую, желтую либо бело-желтую окраску, характеризуются присутствием крупных каверн выщелачивания, выполненных густой высоковязкой нефтью (рис. 5).

На основании изучения кернового материала ряда скважин было установлено, что процессы вторичного окремнения пространственно тяготеют к зонам древних и современных водонефтяных контактов, в то время как в резервуарах, неподверженных процессам вторичного природного обводнения коллекторов, окремнение не устанавливается. Интенсивное вторичное окремнение пород в этих зонах можно объяснить кислым геохимическим барьером, образуемым в результате химических и биохимических реакций на контакте воды и нефти. На это же указывает и присутствие окисленных нефтей в этих зонах, проявляющееся в повышении доли асфальтеновых и смолистых фракций. Кроме того, в изученных разрезах устанавливается довольно четкая связь процесса вторичного окремнения известняков с



Рис. 5. Фото образца. Вторичное окремнение известняка в зоне древнего ВНК

нижележащими зонами эрозионных врезов, по крайней мере, для окремнения башкирского яруса. То есть окремнение установлено только в тех скважинах, где ниже по разрезу вскрываются комплексы врезовых отложений. В качестве эрозионных врезов выступают породы визейского яруса, несогласно залегающие на карбонатных толщах турнейского яруса. Эрозионные врезы обычно выполнены породами песчано-алевритовой ассоциации, несущими на себе следы довольно интенсивной вторичной проработки. Это обнаруживается в появлении коррозионных каемок на зернах кварца, образовании агрегатов яснозернистого вторичного кальцита, кластеризации зерен.

Таким образом, в изученных разрезах можно выявить по морфолого-генетическим признакам по меньшей мере два типа окремнения: связанное с фоновым и связанное с наложенным типами литогенеза. Первое проявляется в замещении крупных органических остатков и появлении желваковых агрегатов на границах литологических типов пород, второе — в замещении исходно нефтенасыщенных пород, являющих собой зоны древних или современных водонефтяных контактов.

Литература

Вараксина И.В. Влияние постседиментационных процессов на формирование коллекторских свойств рифейских карбонатных отложений юрубчено-тохомской зоны нефтегазонакопления (Восточная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 5. С. 20–24.

Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М. Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа) // Литология. 2005. № 6. С. 637–650.

Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. Казань: ПФ Гарт, 2008. 187 с.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 272 с.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. 96 с.

Ятаскurt О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 379 с.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МЕДЕНОСНОСТЬ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТЕРРИГЕННОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРЕДДОБРУДЖИНСКОГО ПРОГИБА

Г.С. Компанец, М.С. Ковальчук, Л.И. Константиненко, Л.А. Фигура, О.Ю. Шестаков

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, kms1964@mail.ru

В геологической истории Украины установлено 6 крупных эпох красноцветно-терригенного осадконакопления: рифейская (Волыно-Полесский прогиб), раннедевонская (Львовский палеозойский прогиб), позднедевонско-фаменская (ДДв, северо-западная часть Донбасса), пермская (ДДв, северо-западная часть Донбасса), позднеюрская (Преддобруджинский прогиб), неогеновая (Предкарпатский прогиб). Красноцветные толщи, сформированные в этих геоструктурах в разных по условиям обстановках осадконакопления, имеют более или менее развитую стратиформную меденосность типа медистых песчаников. Наиболее перспективными, с точки зрения общей оценки потенциала рудоносности, являются пермские, далее, в порядке уменьшения масштаба и значимости рудопроявлений меди, идут раннедевонские и неогеновые отложения. Преддобруджинский прогиб считают регионом неустановленных по отношению к меди перспектив.

Объект наших исследований — позднеюрская красноцветно-терригенная субформация (чадыр-лунгская свита, титон), парагенетически связанная с соленосно-терригенно-галогеинной субформацией (конгазская свита, верхний кимеридж) (Хрущов и др., 1988). Эти две субформации принадлежат к верхнеюрской, верхнемоласовой, соленосно-галогеинно-терригенной формации (верхний кимеридж – титон) Преддобруджинского прогиба, сформированной в нем на позднеорогенном этапе развития Добруджи, связанного с формированием внешней зоны этого прогиба. Верхнеюрская формация завершает формационный ряд позднекимериджского цикла.

В образовании исследуемой красноцветно-терригенной субформации главная роль принадлежала терригенной седиментации, хемогенная седиментация имела подчиненное значение, рудный процесс осадконакопления имел локальное развитие. В целом в чадыр-лунгской свите преобладают глинистые породы (около 57 % объема субформации), подчиненное значение имеют обломочные породы (песчаники — 26 %; алевролиты, породы смешанного состава — 17 %; гравелиты, конгломераты, брекчии встречаются спорадически), незначительную роль играют обломочно-хемогенные, глинисто-хемогенные и хемогенные породы (единичные прослои известняков и доломитов). Доломиты образовались в результате замещения либо карбонатного материала илов (вторичные), либо известняков (диагенетические, образовавшиеся в процессе доломитизации).

Содержание карбоната кальция в породах субформации колеблется в широких пределах от 8 до 32 %. Породы, в которых содержание карбоната 2–7 %, имеют незначительное развитие.

В разрезе субформации существенно преобладают красноцветные породы и составляют около 86 % ее объема, сероцветные разновидности пород — 14 %. При этом красноцветная окраска наиболее характерна для глин (сероцветные разновидности составляют лишь 8 % объема глинистых пород), а также для алевролитов и пород смешанного состава (сероцветную окраску имеет только 1 % этих образований). В песчаных породах часть красноцветных разновидностей составляет около 70 % их объема, треть — это песчаники, имеющие сероцветную окраску.

Породы субформации сильно загипсированы (вторичный цемент, стяжения, вкрапления, зернистые агрегаты, прожилки, линзы селенита).

Отложения чадыр-лунгской свиты на стадии диагенеза подверглись значительному влиянию процессов оглеения (пятна серовато-зеленого, голубовато-серого цветов в породах как сероцветных, так и красноцветных).

По комплексу критериев выделения фаций (вещественный и гранулометрический состав пород, их структурно-текстурные особенности, соотношение основных типов пород, геохимические особенности) отложения субформации принадлежат к лагунным образованиям.

В породах красноцветно-терригенной субформации скважинами треста «Совбургаз» на глубине 510–516 м обнаружено медное оруденение.

Для установления основных закономерностей распределения меди и других микроэлементов в отложениях исследуемой субформации проводилась математико-статистическая обработка результатов спектрального анализа пород чадыр-лунгской свиты, включающая определение следующих параметров (Боровиков и др., 1968; Алексеенко и др., 1979; Каждан и др., 1979): среднее значение содержания элементов (c), медианное значение (Me), среднее квадратическое (стандартное) отклонение величины c (σ), показатель асимметрии (A), показатель эксцесса (E), коэффициент вариации (v , %), верхняя граница фона ($B\bar{\Phi}$), нижняя граница аномалии ($H\bar{A}$). Статистические параметры распределения меди и других элементов рассчитывались для пород разного типа с учетом среды (окислительной или восстановительной), в которой они формировались, а также для пород, подвергшихся на стадии диагенеза процессу оглеения.

Исследованиями установлено, что медь распространена неравномерно как в красноцветных разновидностях песчаников, сформировавшихся в окислительной среде, так и в сероцветных, сформировавшихся в восстановительных условиях, а также в сероцветных и красноцветных песчаниках, которые поддались влиянию процессов оглеения.

В красноцветных песчаниках содержание меди колеблется от 0,001 % (в 2 раза больше кларкового содержания) до 0,005 % (в 10 раз больше кларка). Кларковое содержание меди в песчаных породах используется по (Turekian, Wedepohl, 1961). Среднее содержание этого элемента составляет 0,0022 %, что в 4,4 раза превышает кларковое содержание меди в песчаниках.

В красноцветных песчаных породах, поддавшихся влиянию процессов оглеения, содержание меди колеблется от 0,00063 % (больше в 1,3 раза) до 0,006 % (больше в 12 раз); среднее содержание составляет 0,0023 % (больше в 4,6 раза).

В сероцветных песчаниках содержание меди колеблется от 0,001 % (больше в 2 раза) до 0,004 % (больше в 8 раз). Среднее содержание этого элемента составляет 0,0022 % (больше в 4,4 раза).

В оглеенных сероцветных песчаниках содержание меди колеблется от 0,001 % (больше в 2 раза) до 0,0063 % (больше в 13 раз). Среднее содержание этого элемента составляет 0,003 % (больше в 6 раз).

Оценка содержания меди в песчаниках красноцветно-терригенной субформации позволяет сделать следующие выводы. Прежде всего, песчаные породы этой субформации обогащены медью, находящейся в рассеянном состоянии. Среднее содержание меди в красноцветных, сероцветных, а также в оглеенных сероцветных и красноцветных песчаниках практически одинаково (в 4,4–6 раз больше кларка). При этом физико-химические условия формирования этих образований, а также их оглеение не имеют существенного влияния на перераспределение и накопление в них меди.

В красноцветных алевролитах содержание меди колеблется от 0,0008 % (больше в 1,6 раз), изредка достигает 0,03 % (больше в 60 раз). За однородностью значений содержания меди в этих отложениях выделено две подвыборки. В первой подвыборке среднее содержание этого элемента составляет 0,0014 % (больше в 2,8 раза), во второй — 0,0028 % (больше в 5,6 раз).

В оглеенных красноцветных алевролитах содержание меди колеблется в пределах от 0,0005 % (равно кларковому содержанию) до 0,004 % (больше в 8 раз); среднее содержание этого элемента составляет 0,0025 % (больше в 5 раз).

В сероцветных алевролитах значения содержания меди колеблются в пределах от 0,002 % (больше в 4 раза) до 0,003 % (больше в 6 раз); среднее содержание составляет 0,0025 % (больше в 5 раз).

В оглеенных сероцветных алевролитах содержание меди колеблется в пределах от 0,001 % (больше в 2 раза) до 0,0032 % (больше в 6,4 раза); среднее содержание этого элемента составляет 0,0022 % (больше в 4,4 раза).

Оценка содержания меди в алевролитах красноцветно-терригенной субформации свидетельствует о том, что эти породы, как и песчаные образования этой субформации, обогащены медью, находящейся в рассеянном состоянии. Среднее содержание меди в красноцветных, сероцветных, а также оглеенных алевролитах меняется в очень узких пределах (в 4,4–5,6 раз больше кларка) и существенно не отличается от среднего содержания этого элемента в песчаных породах. При этом физико-химические условия формирования алевролитов, а также их оглеение не влияли на перераспределение и концентрацию меди в них.

Глины бедны медью, находящейся в них в рассеянном состоянии. Среднее содержание меди в красноцветных ее разностях, а также в оглеенных красноцветных и сероцветных глинах почти одинаково: от 0,002 % до 0,0027 %, что, соответственно, в 2,2 и в 2,6 раз меньше кларкового содержания меди в глинистых породах (Turekian Karl, 1961). Исключение — глины сероцветные, сформировавшиеся в восстановительной среде, где содержание меди 0,0095 %, что в 2 раза превышает кларк.

Анализ данных по распределению меди в разных типах пород с учетом физико-химических особенностей формирования этих отложений и влияния на них процессов оглеения позволяет сделать следующие выводы. Медь поступала в лагуну в виде простых катионов, где они интенсивно адсорбировались глинистыми частицами, а также органическим веществом, гидроокислами железа и марганца, карбонатами, соосажающимися в бассейне седиментации. Кроме этого, необходимо учитывать, что значительная часть меди попадала в бассейн в виде сорбированных глинистыми частицами, гидроокислами железа, марганца, органическим веществом и карбонатами на водоразделах и перенесенных поверхностными водотоками ионов (поглощенные ионы). Таким образом, концентрации меди в осадках бассейна контролировались преимущественно количеством органического вещества, глинистых минералов, а также гидроокислов железа, марганца и карбонатов. Отложения субформации бедны органическим веществом: его содержание колеблется в пределах 0,13–0,45 %, в отдельных породах — от 0,63 до 0,71 %. Глинистая часть пород (Kompanets, 1998) сложена минералами группы гидрослюд, хлорита, каолинита (имеют алотигенное происхождение), палыгорскита и монтмориллонита (имеют аутигенное происхождение), емкость поглощения которых довольно высокая, что сыграло значительную роль в первичном накоплении меди. Большая роль гидроокислов железа обусловлена тем, что 70–80 % валового содержания меди во взвеси поверхностных водотоков

находится в составе гидроокислов железа и марганца, а взвешенная форма меди доминирует — на ее долю приходится 65 % от общего содержания меди в речном стоке. Содержание гидроокислов железа в отложениях чадыр-лунгской свиты меняется в широких пределах: от 0,18 до 6,09 %, среднее содержание составляет 3,28 %.

Содержание меди (абсолютные значения) в целом не увеличивается от песчаников к глинам, что свидетельствует о неупорядоченном типе распределения; учет интенсивности связи между значениями содержания меди и других элементов дал возможность установить характерные ассоциации элементов-спутников меди в основных типах пород; неустойчивость корреляционных связей между элементами свидетельствует об избыточности случайных связей.

Установлено, что физико-химические условия формирования отложений красноцветно-терригенной субформации не способствовали концентрации меди в сульфидной форме. Медь в образованиях субформации находится в рассеянном состоянии и равномерно распространена по всей толще. При этом физико-химические условия формирования этих образований, а также их оглеение существенно не влияли на перераспределение и накопление меди в них.

Распределение меди в породах красноцветно-терригенной субформации свидетельствует о том, что мобилизация, транспортировка и первичное накопление меди в бассейне осадконакопления и, соответственно, области размыва, пути транспортировки, климат и условия накопления осадочного вещества в лагуне менялись не существенно.

На основании проведенных исследований установлено, что общий меденосный потенциал верхнеюрской лагуны красноцветно-терригенной субформации сопоставляется с таковым нижнедевонской континентальной красноцветно-терригенной формации Волино-Подолии и неогеновой морской красноцветно-терригенной субформации Предкарпатского прогиба, которые являются перспективными с точки зрения общей оценки потенциала меденосности красноцветных формационных единиц Украины.

Литература

Алексеев В.А., Войткевич Г.В. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1979. 311 с.

Боровиков Л.И., Бурков Ю.К. Корреляционный анализ закономерностей распространения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза // Генезис и классификация осадочных пород: Междунар. геол. конгр., 23-я сес.; Докл. сов. геологов, пробл. 8. М.: Наука. 1968. С. 128–135.

Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых М.: Недра. 1979. 168 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра. 1965. 272 с.

Хрущов Д.П., Компанец Г.С., Тюремина В.Г. Парагенез галогенных и красноцветных формаций осадочных бассейнов Украины // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. 1988. № 1. С. 239–258.

Kompanets G.S., Dziuba I.S. Clay minerals of the upper Jurassic redcolored-terrigenous subformation of the Dobrudja foredeep // Geol. journal. 1998. № 1–2. С. 36–42.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust // The Geological Society of America Bulletin. 1961. V. 72. № 2. P. 175–191.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Н. Коржнев

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина,
viktorkorzhev@mail.ru*

В конце силура на трансформной окраине Сибирского континента сформировался Алтайский орогенный пояс (Парфенов и др., 2003). В то время на территории Горного Алтая существовали низкие горы, с которых шел сравнительно интенсивный снос терригенного материала (Наливкин, Тихий, 1973; Краснов, Ратанов, Харин, 1974). Дальнейшее поднятие

территории привело к сокращению морского бассейна. Сохранившиеся области седиментации занимали незначительные площади на севере и юге Горного Алтая (камышенская серия, уландрыкская свита). Раннедевонская регрессия носила общепланетарный характер. Пржидольско-лохковский рубеж фиксируется изменением сообществ организмов в Западно-Сибирском эпиконтинентальном море, Салаирском и Алтайском морях, что связано с изменениями климата и тектонической активностью (Дубатов, Краснов, 1993). К началу девона гористый континент занимает значительные территории Горного Алтая. Поднятие приводит к возникновению внутриконтинентальных зон растяжения (Елкин и др., 1994). Мелководный окраинно-континентальный морской бассейн существовал в локховско-пражское время в пределах Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны. Размерность обломочного материала терригенных пород камышенской серии указывает на их формирование в сублиторальных частях шельфа (глубины 10–20 м). Характерно наличие грубообломочных пород в основании трансгрессивных циклов (Елкин и др., 1994) и рифогенных известняков в средних частях. Начало эмского века в Барагашском грабене фиксируется горизонтом кварцевых гравелитов в основании отложений барагашской серии, формировавшейся в условиях мелководного бассейна, омывающего сушу Сибирского континента. Для темно-серых известняков нижнего девона характерна битуминозность, что свидетельствует о большом количестве органического вещества.

В Чарышско-Инской, Коргонской, в восточных частях Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зонах коллизионный вулканизм проявился в эмском веке. Начало нижнеэмской активизации зафиксировано проявлением известково-щелочных андезито-базальтов в Сарасинском грабене. Наличие в вулканогенных отложениях выклинивающихся горизонтов красноцветных косослоистых песчаников и алевролитов указывает на формирование их в условиях прибрежной равнины, пересеченной дельтами небольших рек. Периодически происходили трансгрессии моря, о чем свидетельствуют находки табулят и ругорз. После затухания вулканизма формировались континентальные и прибрежно-морские отложения басаргинской свиты, содержащей компоненты среднедевонской флоры протоптеридиевого типа на фоне богатых псилофитовых комплексов и фауны брахиопод, табулят и трилобитов в редких горизонтах известняков. Появлению элементов флоры протоптеридиевого типа способствовали вулканизм и часто сменявшиеся трансгрессии и регрессии. Большое значение при ее формировании имел фактор естественного отбора, связанный с частыми сменами гумидного и аридного климата. Важную роль играл вулканизм, поставлявший химические элементы и соединения, вызывающие мутации растений (Коржнев, 2011). Следует отметить наличие в отложениях басаргинской свиты 2 и 3 пластовых рудных тел Нового месторождения ртути, которые рассматривались как первично-сингенетичные накопления ртути (Домарев, 1974). Рудные тела приурочены к вишневым алевролитам вблизи ослабленного контакта с серыми алевролитами. Вишневые алевролиты обладают повышенной пористостью и содержат повышенные количества сингенетичного железа (до 4,25 %), соотношения закисных и окисных соединений которого обусловили окраску пород. По сравнению с зелеными, вишневые алевролиты характеризуются более высоким (0,0000865 % против 0,00001 %) и равномерным (дисперсия = 0,64) содержанием ртути. Предполагается фумарольно-сульфаторный источник её поступления (Коржнев, 1979).

В Коргонском прогибе с перерывами в вулканической деятельности связано образование Прозрачного месторождения марганца в ергольской свите. Вмещающие это месторождение отложения характеризуются чередованием эффузивных пород зеленовато-черной и красновато-бурой окраски, горизонтов спекшихся туфов и прослоев осадочных пород с растениями *Psilopyiton*, что указывает на преобладание континентальной обстановки, периодически сменявшейся мелководными морскими условиями. С эмским веком связано формирование в мелководном морском бассейне с нормальной соленостью (о чем свидетельствуют находки кораллов в рудоносном горизонте ергольской свиты) первичных руд Холзунского магнетитового месторождения и расположенного на дальних горизонтах выклинивания железных руд Водораздельного проявления марганца. В подрудной зоне Холзунского месторождения (в кумирской свите) нами установлено жерло вулкана и прижерловые фации. Вероятно, эта

проницаемая зона обусловила положение первичных вулканогенно-осадочных гематитовых руд. В Холзуно-Коксинском железорудном районе установлено три марганцовоносных горизонта. Два из них стратиграфически ниже железорудного горизонта, третий пространственно с ним совмещен. С коргонской свитой связано формирование первичных руд Инского и Коксинского III магнетитовых месторождений и гематитовых руд Калгутинского месторождения (Коржнев, 1980). Формирование гематитовых руд шло в прибрежной зоне, а главным источником их вещества, очевидно, была суша и фумарольно-сульфатарные источники (Калугин, 1970).

Позднеэмская трангрессия обусловила образование в пределах Сарасинского грабена отложений терентьевской свиты, входящей в состав субаркозовой шлировой карбонатно-терригенной ассоциации фаций. Присутствующие в ее разрезах табуляты, гелиолитиды, ругозы и брахиоподы свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в условиях открытого мелкого моря с нормальной соленостью, в котором шел процесс карбонатно-глинистого осадконакопления. Общий тонкокластический состав, хорошая сортировка материала, низкий процент неустойчивых к выветриванию обломков свидетельствуют об удаленности областей сноса и значительной выровненности суши. Нами в нижней части терентьевской свиты в тяжелой фракции 23 литологических проб, отобранных с различных участков вблизи кровли светло-серых рифогенных известняков, перекрытых темно-серыми органогенными и глинистыми известняками, установлены содержания диаспора от единичных зерен до 92,5 %. По отдельным местонахождениям диаспоросодержащие известняки прослежены более чем на 7 км. Находки диаспора свидетельствуют о том, что прибрежные области Сибирского континента были сложены латеритной корой выветривания, а климат был теплым и влажным (Рухин, 1962). Интенсивное выветривание подтверждается наличием в разрезах нижнего и среднего девона многочисленных горизонтов высокозрелых пород (кварцевых песчаников и гравелито-песчаников). По наличию в разрезах красноцветных пород с фрагментами косой слоистости можно предполагать наличие небольших рек и временных водотоков. В позднем эмсе известково-щелочной андезито-базальтовый вулканизм проявился в Онгудайском грабене. Здесь преобладали континентальные условия.

В сулурийско-девонское время Сибирский континент представлял собой горную складчатую страну с межгорными и предгорными впадинами (Тувинская, Минусинская, Назаровская, Рыбинская, Уйменско-Лебедская), а на западе (Кузбасс, Салаир, Горный Алтай) развивался океан. Уйменско-Лебедской рифтогенный прогиб начинает заполняться молассоидными отложениями (Парначев и др., 1996) еще в силуре (точильная свита), а затем и в нижнем эмсе (кубойская свита). В удаленных от морских бассейнов частях Сибирского континента существовали межгорные пустыни типа современных пустынь Мертвой долины и Мохаве, расположенных в горах на востоке и юго-востоке Калифорнии в США (Ананьев, Коржнев, 1983). Вспышка рифтогенного наземного вулканизма в Уйменско-Лебедской структурно-фациальной зоне произошла во второй половине эмса. Преобладали трещинные эффузивные извержения базальтового и андезито-базальтового состава. Происходило изменение вулканизма от среднеосновного к кислому и обмеление бассейна. Наземный характер излияний устанавливается по красноцветности вулканогенных пород, наличию опацитовых каемок вокруг зерен пироксена и роговой обманки в андизито-базальтах нырнинской и саганской свит. Вулканогенные отложения формировались в субконтинентальных (озерные, речные фации) обстановках накопления (Коржнев, 2000). По преобладанию мелкогалечных конгломератов можно предполагать, что обломочный материал поставлялся с низких гор, в значительной степени разрушенных денудационными процессами (Рухин, 1962). Наличие остатков псилофитовой флоры указывает на тропический и субтропический климат прибрежных районов (Дубаголов, 1972). Перерыв в осадконакоплении зафиксирован в основании всех эйфельских свит Горного Алтая (Гутак, 1997). Последовавшая затем трансгрессия была кратковременной. В это время происходит смена сообществ организмов, населяющих морские бассейны Западной Сибири, что связано не только с некоторым понижением температурного режима морской воды, но и со сравнительно более активным тектоническим режимом окружающей море суши, вызвавшим появление в осадках глинистых и алевроитовых компонентов (Дубаголов, Краснов, 1993). Состав эйфельских пород Горного Алтая (шивертинская, рудниковская свиты) указывает

на обстановки их формирования от прибрежно-морских до мелководно-неритовых (глубины до 40–50 м). Раннеживетская эпоха начинается вспышкой вулканизма практически во всех структурах Горного Алтая. Очаговое распределение вулканических проявлений, присутствие гранитов повышенной щелочности в составе тополинского комплекса позволяет высказать предположение, что Горный Алтай представлял в это время тыловую область активной континентальной окраины (Берзин и др., 2007). Характерно преобладание кислых лав и туфов (куротинская, куяганская свиты и др.). Присутствие в разрезах нижнего живета спекшихся туфов указывает на наземный характер излияний. Во второй половине живета в юго-восточном продолжении Курайского рифта формировалась его Юстыдская ветвь, представленная мощной толщей «черносланцевых» терригенных пород. Типичным ее представителем является верхняя подсвита ташантинской свиты. Это черносланцевая толща формировалась во впадинах шельфа глубиной до 150 м. Основным отличием черносланцевого комплекса от других эквивалентов является подавляющее преобладание в его составе темноокрашенных практически черных пород. Черносланцевая ассоциация сложена главным образом тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами и по этому признаку четко обособляется в разрезе. Единичные маломощные прослои песчаников фиксируются только в верхней ее части. Породы насыщены сингенетичным пиритом. Из окаменелостей встречаются разобщенные членики криноидей. В самом верху разреза имеется несколько маломощных сближенных слоев брахиоподово-детритовых известняков. Брахиоподовый комплекс крайне беден в видовом отношении и свидетельствует об изолированности и застойности бассейна, который затем испытал резкое обмеление (Гутак, 1997). Близкие по облику отложения известны в Онгудайском грабене (каракольская свита), в Барагашском грабене (малофеевская свита), в Уйменском прогибе (пыжиноозерная свита).

В Горном Алтае в позднем девоне на месте грабенов с центрами предшествующей активной фазы вулканической деятельности и массового излияния преимущественно кислых лав и их туфов формируются кальдеры проседания, которые заполняются моласоидными осадками (Вылцан, 2000). Они благодаря трансгрессии превращаются в морской осадочный бассейн карбонатно-терригенного осадконакопления, где представлен весь спектр фаций от литорали и неритовой зон моря (шлировые фации), формировавшихся в начале позднедевонского времени, до континентальных склоновых, аллювиально-пролювиальных и озерных ассоциаций фаций — в конце его. На поверхностях напластования в верхнедевонских отложениях нередко встречаются трещины усыхания. Во франкий век значительные изменения произошли в географическом пространстве Западно-Сибирского моря и сопредельных акваторий. Перестало существовать Салаирское море. На рубеже франского и фаменского веков в сообществах бентосной фауны в Западно-Сибирском море произошли резкие изменения (Дубатов, Краснов, 1993). Вымирание многих групп организмов на этом рубеже связано с изменениями климата (в основном в сторону его резкой аридизации), с регрессиями и трансгрессиями (Дубатов, Краснов, 2000). Во франском веке в Лебедском прогибе в условиях выровненного рельефа формируются отложения красноцветной шлировой алеврито-глинистой лагунно-морской ассоциации фаций, вмещающей Байгольское проявление фосфоритов. По нашим наблюдениям, здесь в основании байгольской свиты в гальках гравелитов установлены содержания пятиоксида фосфора до 20–24 %. Размываемые фосфоритовые залежи могли сохраниться на этом стратиграфическом уровне, так как палеогеографическая обстановка была благоприятной. Наличие в отложениях байгольской свиты брахиопод, ругоз и мшанок свидетельствует о том, что отложения формировались в условиях мелководного морского бассейна. Для байгольской свиты характерна лиловая окраска, господствующая роль пелитолитов и отчасти алевропсаммитов, сравнительно высокая карбонатность (30–40%), доминирующая роль среди псефито-крупнопсаммитовых пород «окатышных» конгломератов и гравелитов. Для отложений характерна параллельная и косая слоистость, кварц-полевошпатовый, реже кварцевый состав обломочных пород. Это указывает на близость береговой линии низкого континента, с которого стекали небольшие реки. Формирование отложений происходило в равниннообразовательном режиме (Попов, Запрометов, 1985). С абашевского времени (поздний фамен) в пределах северной части Горного и Рудного Алтая начинает существовать новый эпиконтинентальный

прибрежно-шельфовый бассейн (отложения черемшанской свиты), который характеризуется небольшими глубинами и пологим профилем береговой линии (Гутак, 1977). В пострифтовых бассейнах в разрозненных грабенах Шапшальского разлома, в Еринатской мульде, в Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоне формируются мелководные отложения красноцветной терригенно-туфогенной ассоциации фаций.

Литература

- Ананьев А.Р., Коржнев В.Н.* Басаргинская свита в Горном Алтае и ее аналоги в пределах Сибирского континента Old Red Sandstone // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 1983. С. 16–29.
- Берзин Н.А., Ножкин А.Д., Хомичев В.Л. и др.* Обновленные схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2007. 280 с.
- Вылцан И.А.* Осадочные формации и их историко-геологические типы. Томск: Изд-во ТПУ. 2000. 123 с.
- Гутак Я.М.* Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дисс... д.г.-м.н. Новокузнецк: НИЦ ЗСИЦ. 1997. 39 с.
- Дубатов В.Н.* Зоогеография девонских морей Евразии. Новосибирск: Наука. 1972. 126 с.
- Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Палеогеография Западно-Сибирского моря в девонский период // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 4. С. 27–36.
- Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский этап эволюции географических обстановок Сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–255.
- Домарев В.С.* Проявления постседиментационного переотложения киновари в ртутных месторождениях Горного Алтая // Вестник Ленинградского университета. 1974. № 18. Вып. 3. С. 7–15.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслев М.М. и др.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 118–145.
- Калугин А.С.* Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая (источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). М.: Недра. 1970. 176 с.
- Краснов В.И., Ратанов Л.С., Харин Г.С.* Литолого-палеогеографические карты девона Саяно-Алтайской области. Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии нижнего и среднего палеозоя Западной Сибири // Труды ТГУ. Т. 202. Томск: Изд-во ТГУ. 1974. С. 112–125.
- Коржнев В.Н.* О роли эксплозивных брекчий в размещении ртутного оруденения // Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука. 1979. С. 86–90.
- Коржнев В.Н.* Распределение железоруденения в Холзунском рудном поле (Горный Алтай) // Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука. 1980. С. 76–80.
- Коржнев В.Н.* Эволюция рифейско-палеозойских ландшафтов Земли на примере Горного Алтая // Ландшафтно-экологические проблемы Алтая и сопредельных территорий. Материалы VII Международной межвузовской конференции, посвященной Дню Земли. Бийск: НИЦ БиГПИ. 2000. С. 26–39.
- Коржнев В.Н.* О смене псилофитовой флоры пропапоротниковой в эмсе в Горном Алтае // Вестник Томского государственного университета. 2011. № 353. С. 205–211.
- Наливкин Д.В., Тихий В.Н.* Палеогеография // Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 2. М.: Недра. 1973. С. 300–318.
- Парначев В.П., Вылцан И.А. и др.* Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 1996. 39 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Том 22. № 6. С. 7–41.
- Попов В.И., Запрометов В.Ю.* Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра. 1985. 457 с.
- Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат. 1962. 628 с.

РЕГЕНЕРАЦИОННАЯ И КОРРОЗИОННАЯ АЛЬБИТИЗАЦИЯ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ — ОСНОВА ВЫДЕЛЕНИЯ НЕФТЕГАЗОПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКОВ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин, Р.И. Гордина

Саратовский национальный исследовательский университет им. Н.Г. Чернышевского,
Саратов, korobad@yandex.ru

О развитии вторичной альбитизации в продуктивных коллекторах рифтогенных осадочных бассейнов (в первую очередь Западной Сибири) в разное время писали Г.Н. Пероziо (1966, 1971); Р.С. Сахибгареев с соавторами (1969, 1971); В.А. Баженов и др. (1983); М.Ю. Зубков с коллегами (1991); Ю.П. Казанский с соавторами (1993); О.В. Япаскурт (2008); Е.А. Предтеченская и др. (2009); А.Д. Коробов, Л.А. Коробова (2011) и другие. Однако геологами не проводился анализ зависимости характера аутигенной альбитизации пород от особенностей тектонического режима территорий, в пределах которых они залегают. Кроме того, не учитывался состав подземных вод, участвующих в этом процессе. Для решения данной проблемы рассмотрим особенности вторичной альбитизации плагиоклазов терригенного комплекса продуктивных коллекторов, локализованных в контрастных условиях: в области крупной геодинамической аномалии (Красноленинский свод), где находится Талинское месторождение (Граumberг и др., 1995; Криночкин и др., 2010), и в относительно спокойной тектонической обстановке Мегионского месторождения (Нижневартовский свод). Это даст возможность, с одной стороны, решать обратную задачу с помощью выявленной специфики альбитизации плагиоклазов: осуществлять районирование территории по степени геодинамической напряженности в периоды тектонической перестройки. Это, в свою очередь, позволит прогнозировать различные типы коллекторов в породах чехла, а также вероятность их насыщения УВ и сохранения залежей. С другой — даст возможность более объективно проводить палеогеографические реконструкции.

Талинское месторождение. Нефтенасыщенные пласты ЮК₁₀₋₁₁ шеркалинской пачки (верхний лейас) Талинского месторождения (Красноленинский свод) залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Они представлены главным образом мелко-, средне- и крупнообломочными песчаниками с прослоями гравелитов (Зубков и др., 1991). Специальные исследования (Зубков и др., 1991; Абдуллин, 1991; Лукин, Гарипов, 1994) показали, что породы шеркалинской пачки заметно улучшают свои фильтрационно-ёмкостные свойства и становятся высококачественными коллекторами в результате глубокого гидротермального преобразования. Максимально переработанные терригенные (обычно разнозернистые и грубообломочные) породы представляют собой диккит-каолинит-кварцевые метасоматиты со сложно построенным пустотным пространством и широким развитием крупных пор и каверн.

Работы М.Ю. Зубкова и его коллег (1991) указывают, что изначально в состав терригенных пород пластов ЮК₁₀₋₁₁ входили обломками кварца (78 %), полевых шпатов (9 %), глинистых минералов (9 %); постдиагенетические карбонаты: сидерит, анкерит, доломит, кальцит (в сумме 4 %). Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом, средними и кислыми плагиоклазами; глинистые минералы — моноклинным структурно несовершенным каолинитом, гидрослюдой, хлоритом и смешанослойными образованиями. Ингредиенты этой ассоциации в процессе возникновения диккит-каолинит-кварцевых метасоматитов продемонстрировали неодинаковую устойчивость и характер изменений. Так, растворение калиевых полевых шпатов сопровождается формированием пустот, в которых помимо аутигенных каолинит-диккитовых агрегатов отмечаются карбонаты, хлорит, примазки битумов. В случае же выщелачивания плагиоклазов, которое нередко сопряжено с диккитизацией-каолинизацией, наблюдается их альбитизация. Подробнее остановимся на рассмотрении процесса альбитизации.

При растворении плагиоклазов, которое начинается в центральных частях обломков, возникают каверны неправильной и ячеистой формы размером от тысячных долей миллиметра до 0,1 мм в поперечнике. В коррозионных пустотах (пустотах растворения) часто фиксируются

аутигенные минералы группы каолинита: диккит и собственно каолинит. Появление каверн сопровождается развитием кислого плагиоклаза (альбита). Альбитизация в таких случаях отмечается также по краям плагиоклазов. Возникновение и наращивание новообразованного альбита во внешних и внутренних частях обломочных зерен приводит в конечном итоге к почти полной альбитизации более основного по составу терригенного плагиоклаза. При этом он приобретает типичный дырчатый облик. В кавернах кроме каолинита и диккита нередко развиваются вторичные кварц, хлорит и карбонаты. Местами пустоты заполнены твердыми битумами (Казанский и др., 1993). Дырчатый характер псевдоморфоз альбита по плагиоклазу, в соответствии с теоретическими представлениями С.И. Набоко (1970), является отражением деанортизации плагиоклазов, что чрезвычайно характерно для гидротермального минералообразования. Выясним, какое место деанортизация плагиоклазов занимает в общем ряду гидротермальных преобразований пород Талинского месторождения.

Под влиянием циркулировавших высоконагретых растворов в крупнозернистых песчаниках и гравелитах шеркалинской пачки произошла полная замена терригенной ассоциации минералов на гидротермальную. Она осуществлялась последовательно и носила зональный характер (в порядке нарастания кислотности): альбит + хлорит + карбонаты → альбит + каолинит + диккит + кварц → каолинит + диккит + кварц → диккит + кварц + опал → кварц ± опал (Коробов, Коробова, 2011). Причем переход от свежих полимиктовых песчаников и гравелитов до зон максимальной гидротермальной переработки, по данным В.И. Белкина и А.К. Бачурина (1990), колеблется в интервале от десятков сантиметров до первых метров.

В этом ряду свое четкое место занимает деанортизация (альбитизация) плагиоклазов. Аутигенный альбит шеркалинской пачки представляет собой полый или пористый монокристалл, пустоты которого, как уже отмечалось, заполнены вторичными минералами. Среди них, с учетом новообразованного минерала-хозяина, необходимо различать две ассоциации, типичные, с точки зрения Д.С. Коржинского (1953) и Н.И. Наковника (1968), для двух генетически взаимосвязанных гидротермально-метасоматических формаций: пропилитовой (альбит + хлорит + карбонаты) и сернокислотного выщелачивания или вторичных кварцитов (каолинит + диккит + кварц). Следовательно, отмеченные минеральные ассоциации определяют пограничные условия двух процессов — пропилитизации и сернокислотного выщелачивания, которые существовали на Талинском месторождении в период тектоно-гидротермальной активизации. При этом процессы пропилитизации в породах шеркалинской пачки носят эмбриональный характер, а сернокислотное выщелачивание проявлено чрезвычайно широко. Это подтверждается тем, что альбитизация (деанортизация) происходит под действием слабокислых (рН 6) растворов (Набоко, 1970).

Из сказанного следует принципиальный вывод о том, что деанортизация и возникновение дырчатого альбита протекали в процессе частичного кислотного выщелачивания (коррозии) всех более основных плагиоклазов терригенного комплекса под влиянием агрессивных нагретых растворов в обстановке пульсирующего стресса. Последний характеризует зоны высокой геодинамической напряженности рифтогенного осадочного бассейна в периоды тектонических перестроек. Чтобы посмотреть, как развивается альбитизация в тектонически более спокойной обстановке, обратимся к материалам по Мегионскому месторождению.

Мегионское месторождение. Процесс, протекавший вне зоны активного растворения, характеризуется развитием регенерационного альбита. Этот процесс в разное время описывался Р.С. Сахибгареевым с соавторами в продуктивных песчано-алевролитовых породах пласта БС₈ (К₁ v-g) Мегионского месторождения нефти (Нижневартковский свод).

В составе песчано-алевритовых пород пласта БС₈ преобладают полевые шпаты (51–63 %), подчиненное значение имеет кварц (21–29 %) и обломки пород (11–18 %). Среди последних наибольшее распространение имеют эффузивы (4–6 %), обломки кремнистых (4–8 %) и глинистых (2–3 %) пород. В переменных количествах отмечаются слюды, главным образом биотит (1–9 %). Глинистый цемент в основном представлен железистым хлоритом. В качестве постоянной примеси присутствует диоктаэдрическая гидрослюда и иллит-сметитовое смешанослойное образование с доминирующей (80–85 %) гидрослюдистой компонентой. Отмечается незначительная примесь каолинита, фиксируемая только на электронномикроскопических снимках фракции <0,005 мм (Сахибгареев, Погорелов, 1969).

Новообразованный альбит развит в виде прерывистой регенерационной каймы. В процессе возникновения каймы разрастания оси Ng, Nm и Nr индикатрисы альбитовой оторочки совпадают с соответствующими осями терригенного альбита или олигоклаз-альбита. Вследствие сказанного в шлифах при скрещенных николях обломочный альбит и его регенерационная кайма погасают одновременно. В отличие от кристаллокластического альбита альбитовая оторочка бывает сдвойникова реже. Кроме того, оставаясь наиболее поздним образованием, она, как правило, не затронута гидрослюдизацией и не пелитизирована. Поэтому новообразованные прерывистые каёмки альбита остаются свежими по сравнению с их терригенными аналогами (ядрами). Толщина каёмок составляет 0,008–0,070 мм (Сахибгареев, Погорелов, 1969).

Характернейшей особенностью является избирательность процесса. Регенерации подвергались только обломки кислых плагиоклазов: альбит и альбит-олигоклаз (№№ 9–16), хотя в терригенном комплексе присутствуют обломки и более основных плагиоклазов — от олигоклаза № 25 до лабродора № 53. При этом отмечается, что плагиоклаз регенерационной каймы всегда максимально обогащен натрием, т.е. является наиболее кислым (№№ 3–7, отвечающим по составу альбиту) по сравнению с обломочным ядром (Сахибгареев, Погорелов, 1969). Это говорит о том, что состав растворов был почти идентичен составу альбита. Альбит ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$), как известно, относится к числу кальций-натровых плагиоклазов, в которых Na является доминантным элементом. Сказанное заставляет усомниться в правильности представлений А.В. Копелиовича (1965) об обычной генерации всех полевых шпатов в зоне глубинного катагенеза, которая осуществляется в тесной связи с их массовым растворением.

Петрографические наблюдения показывают, что содержание в различной степени регенерированных обломочных зерен альбита достигает 40 %. При этом количественное распределение их контролируется изначальной проницаемостью пород-коллекторов: оно значительно ниже в алевролитах по сравнению с песчаниками. Кроме того, установлен тектонический контроль в распределении регенерационного альбита. На отдельных участках, совпадающих с выявленными разрывными нарушениями, количество таких зерен сильно возрастает, а площадь каймы разрастания увеличивается, и она начинает выполнять функцию регенерационного цемента. Аналогичным образом ведет себя и кварц (Сахибгареев, Галикеев, 1971). Регенерация альбита свидетельствует о весьма высокой активности натрия в гидротермальных растворах. Связано это, скорее всего, с появлением в периоды тектонических перестроек в породах осадочного чехла концентрированных и достаточно нагретых натрийсодержащих вод, т.к. главным условием регенерации является подток извне необходимого вещества к поверхности зерна. В этой связи возникает закономерный вопрос: каков источник подвижного натрия, необходимого для синтеза аутигенного альбита? Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим состав подземных вод Западной Сибири.

Состав подземных вод и синтез гидротермального альбита. В Западно-Сибирском артезианском бассейне, по данным В.А. Нуднера и А.Д. Резника (1971), выделено пять гидрогеологических комплексов, объединенных в два гидрогеологических этажа. Второй гидрогеологический этаж, включающий третий, четвертый и пятый (самый глубокий) комплексы, находятся в условиях затрудненного и весьма затрудненного, а местами почти застойного режима. Для вод этого этажа характерна относительно высокая (до слабых рассолов) минерализация. Пятый комплекс объединяет песчано-глинистые континентальные образования нижней и средней юры, а также песчаные морские верхнеюрские отложения.

На разрабатываемых нефтяных месторождениях Западной Сибири пятый гидрогеологический комплекс включает в себя не только осадочные толщи юры, но и разуплотненную зону пород фундамента. Мощность этого комплекса в среднем составляет 300–340 м. Подземные воды хлоридные натриевые. Минерализация их обычно не превышает 20–27 г/л, достигая в отдельных случаях (Колпашевское Приобье, район между Уватом и Сургутом и т.д.) 80 г/л. Воды доюрского комплекса в большей степени минерализованы. Так, в пределах Нюрольской впадины их минерализация может составлять 94 г/л (Нуднер, Резник, 1971; Елизаров, Толстиков, 1971; Баженов и др., 1983).

При этом в артезианском бассейне наблюдается пестрая картина распределения вод слабominерализованных и рассольных, а также довольно резкий переход между ними с образованием специфической гидрогеохимической зональности. Ярким примером такой современной гидрогеохимической зональности является район Красноленинского свода — крупной гидродинамической аномалии Западно-Сибирской плиты (Матусевич и др., 2005). Здесь геодинамические знакопеременные напряжения, приуроченные к Восточно-Уральскому краевому шву, сформировали гидродинамические аномалии — чередование линейно-вытянутых участков сверхгидростатических давлений (+4,0–5,0 МПа) с участками давлений ниже гидростатических (дефицит давлений 6,0–9,0 МПа). При этом отмечается четкая связь гидродинамической и гидрогеохимической зональностей. По мнению В.В. Нелюбина и его коллег (1970), а также А.А. Розина (1974), сказанное служит прямым доказательством миграции рассольных флюидов из палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты в мезозойский осадочный чехол. Важно подчеркнуть, что в настоящее время наиболее масштабно вертикальные и горизонтальные флюидоперетоки осуществляются в полосе тектонически активных зон. Характернейшей особенностью последних является наличие рассолов в юрско-неокомских породах неэвапоритового облика, а также проявления углекислых вод, высокие концентрации микроэлементов в растворах и напряженное термическое поле (Матусевич и др., 2005). Следовательно, можно уверенно говорить, что в периоды тектонической перестройки, когда резко возрастала температура, содержание CO_2 и других летучих компонентов, эти флюиды могли трансформироваться в агрессивные высоконагретые рассолы, обогащенные не только натрием, но и выщелоченными из вмещающих пород кремнием и алюминием. То есть теми элементами, которые необходимы для синтеза альбита. Это, в частности, подтверждается развитием альбита в прожилках, секущих гидротермальные аргиллиты по кислому кристалло-лито-витрокластическому алевро-псаммитовому туфу (T_{1-2}) Сыморьяхского месторождения (Шаимский район). Неглинистые минералы прожилка (скв. 10640, гл. 2109,0 м) представлены наряду с альбитом (13 %) также кварцем (13 %), тальком (2 %) и сидеритом (2 %), слоистые силикаты – смектитами (60 %) и каолинитом (10 %). Минералы прожилка диагностировались с помощью рентгенофазового полуквантитативного анализа. Образование гидротермального альбита в кислых вулканитах (P_3-T_1) Рогожниковского месторождения, описанное С.В. Шадринной с соавторами (2011), происходило при 250–280 °С и способствовало возникновению нетрадиционного гидрофобного коллектора.

Изложенные в докладе материалы позволяют сделать следующие основные выводы.

1. В пределах Западной Сибири установлены коррозионный и регенерационный типы альбитизации плагиоклазов терригенного комплекса продуктивных коллекторов чехла. Аутигенный альбит является результатом минерагенеза, вызванного тектоно-гидротермальной активизацией рифтогенного осадочного бассейна.

2. В тектонически активных условиях (режим пульсирующего стресса) все без исключения плагиоклазы испытывают частичное кислотное выщелачивание (коррозию) и, как следствие, деанортизацию. В большей степени этому процессу подвержены основные, в меньшей – средние и особенно слабо кислые плагиоклазы. Характерный облик коррозионного альбита – дырчатость кристаллов.

3. В относительно спокойной тектонической обстановке развивается регенерационный альбит, причём он формируется, как правило, по обломкам терригенного альбита или альбита-олигоклаза. Кроме того, в этих условиях из горячих растворов синтезируется прожилковый альбит.

4. Процесс деанортизации плагиоклазов происходит за счёт собственных (внутренних) ресурсов химических элементов минералов и не требует привноса вещества извне. Возникновение же регенерационного и прожилкового альбита, напротив, предполагает поступление со стороны Na, Al, и Si. Их поставщиками, вероятно, в значительной мере являются рассольные флюиды, высачивавшиеся в зонах разломов из палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты и активно участвовавшие в гидротермальном минералообразовании периодов тектонической перестройки.

5. Проведенные исследования позволяют прогнозировать положение участков нефтегазонакопления по минералогическим показателям.

Литература

- Абдуллин Р.А. Природа высокой проницаемости пород-коллекторов шеркалинского горизонта Красноленинского района Западной Сибири // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 2. С. 422-424.
- Баженов В.А., Тищенко Г.И., Раев В.Г. Постседиментационные изменения выветрелых палеозойских пород Нюрольского осадочного бассейна (Томская область) // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 61-66.
- Белкин В.И., Бачурин А.К. Строение и происхождение высокопроницаемых коллекторов из базальных слоёв юры Талинского месторождения // ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 6. С. 1414-1416.
- Граumberг И.С., Горяинов И.Н., Смекалов А.С. и др. Опыт исследования напряженно-деформированного состояния Красноленинского свода (Западная Сибирь) // ДАН России. 1995. Т. 345. № 2. С. 227-230.
- Елизаров В.И., Толстиков Г.А. Гидрогеологическая характеристика разрабатываемых нефтяных месторождений Сургутского свода // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1971. С. 219-222.
- 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.
- Казанский Ю.П., Казарбин В.В., Солотчина Э.П. и др. Литология коллекторов Талинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 5. С. 22-31.
- Копелиович А.В. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклазов в песчаниках древних толщ Приднестровья // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. 1962. Вып. 5. Сер. геол. С. 109-122.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях М.: Изд-во АН СССР. 1953. С. 332-452.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Пульсирующий стресс как отражение тектоно-гидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика, разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4-12.
- Криночкин В.Г., Балдина Н.А., Федоров Ю.Н. Особенности проявления тектонических нарушений в литологическом разрезе чехла Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Актуальные вопросы литологии. Матер. 8-го Уральского литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2010. С. 168-169.
- Лукин А.Е., Гарипов О.М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65-85.
- Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазосности Западно-Сибирского мегабассейна Тюмень: Изд-во ТюмГНГУ. 2005. 225 с.
- Набоко С.И. Физико-химические условия гидротермальной калишпатизации и альбитизации // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука. 1970. Т. 2. С. 88-97.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра. 1968. 335 с.
- Нелюбин В.В., Обидин Н.И., Розин А.А., Ставицкий Б.П. Нижний гидрогеологический этаж // Гидрогеология СССР Т. 26. Западно-Сибирская равнина (Тюменская, Омская, Новосибирская и Томская области). М.: Недра. 1970. С. 130-182.
- Нуднер В.А., Резник А.Д. Минеральные подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1971. С. 118-124.
- Пероziо Г.Н. Эпигенетические преобразования в песчаниках и алевролитах юры и мела Западно-Сибирской низменности // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 3. С. 58-71.
- Пероziо Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральных и юго-восточных частей Западно-Сибирской низменности. М.: Наука. 1971. 160 с.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичёв А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазосных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54-65.
- Розин А.А. Роль вертикальной миграции глубинных флюидов в формировании солевого состава подземных вод Западно-Сибирского бассейна // Советская геология. 1974. № 2. С. 96-104.
- Сахибгареев Р.С., Погорелов Б.С. О времени образования аутигенных плагиоклазов в продуктивных отложениях центральной части Западно-Сибирской низменности // ДАН СССР. 1969. Т. 189. № 3. С. 629-631.
- Сахибгареев Р.С., Галикеев К.Х. Влияние разрывных нарушений на эпигенез глинистых минералов в нефтеносных отложениях неокома Западно-Сибирской низменности // Литология и полезные ископаемые. 1971₁. № 5. С. 108-119.
- Сахибгареев Р.С., Галикеев К.Х. О выделении тектонических нарушений по аутигенным минералам (на примере пласта БВ₈ Мегионского месторождения нефти в Западной Сибири) // ДАН СССР. 1971₂. Т. 197. № 2. С. 427-430.

Янакурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН. 2008. 356 с.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ТИТАНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ — ПОКАЗАТЕЛЬ БЕСПЕРСПЕКТИВНОСТИ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова

Саратовский национальный исследовательский университет им. Н.Г. Чернышевского,
Саратов, korobad@yandex.ru

В осадочных породах рутил, брукит, анатаз и лейкоксен входят в число обломочных зёрен терригенных осадков, а также встречаются в виде новообразований, возникших в процессе диагенетических и более поздних превращений осадочного материала.

В одних случаях аутигенные титановые минералы возникают за счёт изменений титансодержащих минералов обломочных пород (Сердюченко, Добротворская, 1949; Розин, Сердюк, 1970, 1971; Лукин, Гарипов, 1994). В других случаях очевидна генетическая связь титанистых новообразований с органическим веществом (Вернадский, 1937; Ренгартен, 1956; Казенкина, 1958). При этом геологами в недостаточной степени проводился анализ развития аутигенных титанистых минералов в зависимости от природы наложенных (эпигенетических) изменений. В этой связи рассмотрим поведение новообразованных лейкоксена и анатаза в меловых и юрских отложениях Обь-Иртышского междуречья (Межовская, Веселовская, Чебачья площади), где в первом случае господствовали гидротермальные, а во втором — глеевые (Перельман, 1968) преобразования. Такой подход позволит определить процесс, ответственный за формирование скоплений УВ, а особенности возникновения минералов TiO_2 дадут возможность оценивать вероятность сохранения залежей в терригенных коллекторах чехла.

Вторичные процессы, протекавшие в меловых отложениях. Песчаники и алевритово-песчаные породы валанжинского и готерив-барремского ярусов Обь-Иртышского междуречья, не затронутые вторичными изменениями, имеют кварц-полевошпатовый комплекс породообразующих минералов при высокой роли хлорита и гидрослюды в цементе, а также сфен-эпидотовый комплекс руководящих акцессорных минералов. В обломочной части пород указанного возраста среднее содержание полевых шпатов 50 % и более, значительно меньше кварца (30–35 %), а также обломков пород и слюды. В акцессорном комплексе алевритово-песчаных пород количество эпидота, цоизита, клиноцоизита в сумме 30–65 %, сфена 15–20 %, суммарное содержание анатаза, ильменита, лейкоксена 15–20 % (Розин, Сердюк, 1970; 1971).

В песчаниках и алевритово-песчаных породах, испытавших гидротермальную каолинизацию, которая в дальнейшем сменяется кальцитизацией, отмечается появление вторичных титансодержащих минералов: лейкоксена и анатаза. Аутигенный лейкоксен представлен неправильными бесформенными зёрнами или образует оторочки вокруг кристаллокластов. Под микроскопом в проходящем свете они кажутся темно-коричневыми, почти черными, а в скрещенных николях нередко обнаруживают точечную тусклую поляризацию, видимо, вследствие частичной раскристаллизации лейкоксенового вещества. Новообразованный анатаз формируется в виде совершенных правильных призматических и таблитчатых кристаллов размером 0,005–0,300 мм. Он развивается по цементу и отдельным зёрнам полевых шпатов, слюд, сфена. При изменении сфена наряду с лейкоксеном и анатазом возникают мельчайшие кристаллики кварца, а также микрокварцит и кальцит.

Каолинит формируется по зёрнам полевых шпатов, слюды, обломкам неустойчивых пород и акцессорных минералов. Новообразования каолинита наблюдаются также по цементу, представленному хлоритом и гидрослюдой. Ему присущи отчетливая спайность по оси «с» и совершенство триклинной кристаллической решётки (Розин, Сердюк, 1970, 1971; Сердюк и др., 1976).

Песчаники в зонах максимальной каолинизации превращаются в гидротермально-метасоматическую породу, сохраняющую свой структурно-текстурный облик. Иногда на участках, где сочетаются два одновременных процесса, породы представлены в виде кальцит-каолинитового (каолинит-кальцитового) агрегата.

Кальцит развивается по сохранившимся от предшествующей аргиллизации ингредиентам алевролитово-песчаных пород. Его формирование очень напоминает процесс каолинизации. В первую очередь подвергаются изменениям полевые шпаты. В шлифах чётко видны их контуры или реликты при полном или частичном замещении кальцитом. Новообразования кальцита наблюдаются в том числе по слюдам и цементу, представленному гидрослюдой и хлоритом. Эпидот, цоизит и клиноцоизит в различной степени преобразуются в кальцит (Розин, Сердюк, 1971).

Из литературных данных (Сердюченко, Добротворская, 1949, Розин, Сердюк, 1970, 1971; Лукин, Гарипов, 1994) известно, что различные ингредиенты обломочных пород содержат в качестве изоморфной примеси титан. Очевидно, что гидротермально разрушенные кластогенные минералы, а также первичный цемент могли служить источником этого элемента при формировании титановых минералов в нижнемеловых отложениях Обь-Иртышского междуречья. Подтверждением сказанному служит тот факт, что терригенные породы неокомского возраста, не подвергшиеся каолинизации и кальцитизации, не обнаруживают новообразованных титанистых минералов, хотя химические анализы показывают устойчивое повышенное содержание в них TiO_2 : в песчаниках и алевролитах 0,85–1,15 %, а в аргиллитах 1,00–1,14 % (Розин, Сердюк, 1971). Титан входит в состав сфена (в количестве 40,8 %), который также представлен в этих отложениях.

Разложение пород, как уже отмечалось, протекало в две стадии: раннюю кислотную (каолинизация) и позднюю щелочную (кальцитизация). Если допустить, что каолинизация терригенного комплекса и первичного цемента пород приводила к высвобождению титана из состояния его рассеяния в алюмосиликатной массе, то кальцитизация в таком случае должна была способствовать его аккумуляции. В зависимости от физико-химических условий и, прежде всего, от кислотности-щелочности среды, которая контролировалась тектонической ситуацией (Коробов, Коробова, 2011), титан или подвергался минерализации «на месте» в непосредственной близости (связи) с материнским кластогенным материалом, или успевал мигрировать на некоторое расстояние, или вообще покидал пластовую систему. Чтобы представить себе механизм накопления аутигенных титанистых минералов, разберем обстановку смены каолинизации кальцитизацией при тектонической перестройке региона.

Обязательным условием каолинизации является растворение значительной минеральной части алевролитово-песчаных пород. Подвижные компоненты должны выноситься на заметные расстояния, иначе реакция прекратится. Если исходить из традиционных геостатических представлений, то в условиях гидрогеологической закрытости наиболее вероятным фактором перемещения растворов, по мнению Б.А. Лебедева и его коллег (1976), является разность рН. Именно она обеспечивает в кислой среде образование каолинита, а в щелочной — отложение растворенных продуктов реакции с возникновением кальцита. Однако с позиций элементарной физики трудно себе представить, что различия концентраций H^+ могли быть тем энергетическим источником, который вызывал движение растворов. Проще и логичнее допустить, что в рассматриваемых районах Обь-Иртышского междуречья в период тектоно-гидротермальной активизации в открытых трещинах и вмещающих их породах существовал режим малоамплитудных колебаний (без стресса). Он создавал проточную систему с постоянно обновляемыми под действием глубинного CO_2 кислыми водами. Принципиально важным является то, что режим этих колебаний не должен был нарушать герметичность пласта. В этом случае могла осуществляться гидротермально-метасоматическая каолинизация и стягивание перемещающимися растворами подвижного титана к зонам нарушений.

Разгерметизация системы в условиях повышенного давления CO_2 , вызванная заметным усилением тектонических подвижек и активизацией трещинообразования, приводила к вскипанию горячих растворов, потери углекислоты и ошелачиванию вод. Это вызывало карбонатный метасоматоз (кальцитонакопление), который приходил на смену каолинизации

(аргиллизации) с выпадением титана в виде вторичных минералов. Процесс связан с резким увеличением (в два-три раза по сравнению с неизменёнными песчаниками) содержания вторичных титанистых минералов. За счёт этого заметно возрастает выход тяжелой фракции из пород (Розин, Сердюк, 1970). Предложенный механизм аккумуляции элемента находится в полном соответствии с данными Б.Б. Полюнова (1934), который установил, что среда для выпадения окиснитановых минералов является слабощелочной ($\text{pH} > 7$).

Быстрому переходу от кислых условий к щелочным в таких случаях, видимо, способствовало высокое содержание CO_2 в проницаемых пластах в период тектоно-гидротермальной активизации. Косвенным свидетельством этого являются современные аномальные концентрации глубинной углекислоты в пределах рассматриваемой территории (Розин, Сердюк, 1970; Сердюк, Эренбург, 1972; Розин, 1977). Сказанное позволяет сделать важный вывод, что резкое увеличение содержания аутигенных лейкоксена и анатаза и, как следствие, заметное возрастание выхода тяжелой фракции является прямым признаком многократной разгерметизации пластовой системы и ощелачивания вод за счёт трещин растяжения. Это говорит о плохих экранирующих свойствах перекрывающих толщ.

Вторичные процессы, протекавшие в юрских отложениях. Среди континентальных толщ юры (ааленский, байосский, батский яруса) преобразования охватили, прежде всего, грубозернистые разности пород — песчаники и крупнозернистые алевролиты. Наши наблюдения и анализ литературных источников свидетельствуют, что в указанных отложениях на Чебачьей, Межовской и Веселовской площадях, затронутых наложенным эпигенезом, как правило, не отмечается выделение титановых минералов. Чтобы объяснить это, рассмотрим особенности карбонатакопления в юрских породах, поскольку, по аналогии с меловыми отложениями, именно с карбонатным метасоматозом связана аккумуляция подвижного титана.

Специальные исследования (Розин, Сердюк, 1970, 1971) показали, что среди вторичных карбонатов юрских отложений доминируют сидерит, анкерит и доломит, а кальцит находится в подчиненном положении. Выявлены особенности их распределения по разрезу. Так, сидерит, в меньшей степени анкерит и доломит присутствуют в трещинах и порах грубозернистых пород юрской континентальной толщи на границе с фундаментом, а также в кровельной части пород самого складчатого основания. Характерно, что сидерит в таких случаях почти всегда генетически связан со структурно несовершенным каолинитом (Коробов и др., 2004). При удалении от зоны контакта «фундамент-чехол» вверх по разрезу происходит уменьшение разновидностей вторичных карбонатов и освобождение их от изоморфных примесей Fe и Mg. Вследствие этого доломит-анкерит-сидеритовая ассоциация минералов постепенно уступает свое место единственному минералу кальциту (Сердюк и др., 1976). Поэтому в районах дизъюнктивных нарушений мощного регионально выдержанного верхнеюрского глинистого экрана в вышележащих меловых алевролитово-песчаных породах появляются строго фокусированные зоны развития аутигенного кальцита. Сидерит там встречается весьма редко (Розин, Сердюк, 1970, 1971).

В этой связи важно подчеркнуть, что в рассматриваемых отложениях два крайних члена в ряду карбонатных минералов (кальцит и сидерит) ассоциируют с двумя типами каолинитов, различающихся по своей природе и структурной упорядоченности. При этом, если в условиях высокого содержания CO_2 появление кальцита, идущего на смену триклинному структурно совершенному каолиниту, играет определяющую роль в аккумуляции вторичных титанистых минералов (лейкоксена, анатаза), то парагенезис сидерита со структурно несовершенным каолинитом такого результата не дает. В чём же тут дело?

Любопытны в этом отношении наблюдения Н.В. Ренгартен (1956), которые показывают, что разложение в каменноугольных песчаниках Карагандинского бассейна обуглившись растительных остатков с образованием сидерита или замещение углисто-глинистых осадков каолинитом с примесью сидерита, как правило, не сопровождается возникновением титансодержащих минералов. По мнению этого исследователя, в кислых восстановительных условиях, где господствует аутигенная каолинит-сидеритовая ассоциация, при повышенном давлении CO_2 титан выделяется из содержащих его минералов и органической массы. В такой обстановке он способен только к миграции и покидает с растворами пределы этого

пласта. К такому же выводу приходят А.В. Лейпциг с соавторами (1985), которые показали, что в процессе каолинизации углистой пачки на пятом участке Аркалыкского бокситового месторождения происходит полный вынос оксидов титана: их содержание опускается ниже уровня чувствительности анализа. Аналогичные условия складывались в некоторых осадочных нефтегазоносных отложениях Западной Сибири.

Общеизвестно, что породы чехла этого региона отличаются различным содержанием органического вещества и неодинаковой способностью продуцировать кислые (рН около 6,0–6,5) восстановительные растворы, которые вызывали сидеритизацию и каолинизацию (иногда обеление) пород в процессе, получившем название «оглеение» или «глеевый эпигенез» (Перельман, 1968). На территории Обь-Иртышского междуречья встречаются континентальные юрские отложения, представленные фациями поймы, крупных озёр, застойных водоёмов и болот. В них в изобилии содержатся обуглившиеся растительные остатки. Поэтому в юрских аргиллитах, алевролитах и песчаниках весьма характерны сидеритизированные и каолинизированные разности пород и прослои сидерита (Сердюк и др., 1976), т.е. оглеённые отложения. Оглеению также способствуют крупные скопления («залежи») глубинного CO_2 , обнаруженные в рассматриваемых толщах А.А. Розиним и З.Я. Сердюк (1970).

Формирование минерального парагенезиса каолинит+сидерит — индикатора процесса оглеения (Перельман, 1968) — происходит при низких значениях рН, обеспечивающих высокую подвижность титана. Однако, как отмечалось, в районах разрывных нарушений с переходом от юрских отложений к перекрывающим меловым в трещинах растяжения меняется баланс в системе карбонатов «сидерит-кальцит» в пользу последнего. Следовательно, если при тектонических подвижках, захвативших складчатое основание и осадочные породы, в континентальных толщах юры среда оставалась по-прежнему кислой (каолинит+сидерит), особенно в зоне контакта «фундамент-чехол», где сидерит доминирует, то в нижнемеловых отложениях при раскрытии трещин она резко менялась от кислой к щелочной (каолинит→кальцит).

Из этого вытекает важный вывод о том, что антагонизм между минералами TiO_2 и сидеритом обусловлен, в нашем случае, различными кислотно-щелочными условиями, необходимыми для их образования: кислая среда для сидерита и щелочная для двуокиси титана. Сохранению кислой среды и миграционной способности титана в континентальных юрских отложениях при тектонических подвижках способствовало нахождение в них на отдельных участках большого количества обуглившихся растительных остатков, продуцирующих органические кислоты. Кроме того, относительно слабая проницаемость пород (наличие верхнеюрского глинистого экрана) препятствовала разгерметизации пластовой системы, потери CO_2 и ощелачиванию нагретых вод. То есть флюидоупор мог сохранять в подстилающих коллекторах глеевую обстановку в период тектонической перестройки.

Наблюдения Н.В. Ренгартен (1956), Н.Э. Гернгарта (1962), Б.Ф. Горбачёва с коллегами (1964) и Э.Г. Сочневой (1970) говорят о том, что анатаз часто возникает при раскристаллизации лейкоксена. Правильная форма аутигенных зёрен анатаза в меловых отложениях Обь-Иртышского междуречья свидетельствует о медленном процессе его возникновения. Кроме того, надо подчеркнуть, что анатаз в этих породах ассоциирует с триклинным структурно совершенным каолинитом (антистресс-минералом). Режим, способствующий такой кристаллизации, мог возникнуть только при наличии разбавленных горячих растворов и отсутствии в системе минералообразования резких перепадов давления и температуры. Резкие изменения физико-химических параметров растворов при тектоно-гидротермальной активизации обусловлены, как было показано (Коробов, Коробова, 2011), часто повторяющимся пульсирующим характером бокового давления.

Из этого следует важный вывод, что гидротермальный процесс на Межовской, Веселовской и Чебачьей площадях, приуроченный к трещинам растяжения и вмещающим их породам, протекал в тектонически относительно спокойных условиях. Как отмечалось, при этом обнаруживаются плохие экранирующие свойства перекрывающих толщ, которые не могли обеспечить сохранность флюида в нижнемеловых породах даже при малоамплитудных колебаниях. Данное обстоятельство необходимо учитывать при прогнозе продуктивных на УВ коллекторов. Это прекрасно подтверждается работами В.А. Конторовича и его соавторов (2011),

проведенными на Криволуцком валу, где самые молодые посттуронские разрывные нарушения практически не развиты. Здесь, несмотря на благоприятную структурную обстановку и наличие высокочемких шельфовых пластов, залежи УВ в отложениях неокома отсутствуют. На текущий момент в пределах Криволуцкого вала при испытании меловых песчаных пластов на Чебачьей и других (Трайгородской, Таёжной) площадях получены лишь притоки воды.

Литература

Вернадский В.И. Заметка о титане в биосфере // Труды Биохимической лаборат. АН СССР. 1937. Вып. 4. С. 39-49.

Гернгардт Н.Э. Лейкоксен в песчаниках-коллекторах нефтяных месторождений Южного Тимана // Известия вузов. Геология и разведка. 1962. № 6. С. 50-55.

Горбачёв Б.Ф., Власов В.В., Ситдииков Б.С. Об особенностях формирования аутигенного анатаза в зоне катагенеза // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 5. С. 105-108.

Казенкина Г.А. Аутигенные минералы титана в угленосных отложениях Западного Забайкалья (Тугнуйская депрессия) // Известия Сиб. Отделен. АН СССР. 1958. № 4. С. 45-50.

Конторович В.А., Калинина Л.М., Лапковский В.В. и др. Тектоника и нефтегазоносность центральной части Александровского свода // Геология нефти и газа. 2011. №5. С.119-127.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 12. С. 63-72.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Пульсирующий стресс как отражение тектоно-гидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика, разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4-12.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Вторичные кварциты и пропициты Западной Сибири – индикаторы нефтегазоперспективного рифтогенно-осадочного формационного комплекса // Разведка и охрана недр. 2012. № 4. С. 30-35.

Лебедев Б.А., Аристова Г.В., Бро Е.Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ. Вып. 361. Л.: Недра. 1976. 132 с.

Лейтциг А.В., Вильшанский В.Н., Савельева З.И. Типы и условия преобразования бокситов на контакте с углистыми породами // Литология и полезные ископаемые. 1985. №2. С.68-81.

Лукин А.Е., Гарипов О.М. Литогенез и нефтеносность юрских терригенных отложений Среднеширотного Приобья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 65-85.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра. 1968. 332 с.

Польнов Б.Б. Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР. 1934. 240 с.

Ренгартен Н.В. Минералы титана в угленосных осадочных породах // Труды ГИН АН СССР. 1956. Вып. 5. С. 125-132.

Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.

Розин А.А., Сердюк З.Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 102-113.

Розин А.А., Сердюк З.Я. К вопросу изучения разрывных нарушений в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по минералого-петрографическим и гидрохимическим аномалиям // Труды СНИИГГиМСа. 1971. Вып. 132. С. 84-89.

Сердюк З.Я., Эренбург Б.Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах пород фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья // Труды СНИИГГиМСа. 1972. Вып. 149. С. 87-91.

Сердюк З.Я., Яшина С.М., Запивалов Н.П., Шерихора В.Я. Об особенностях преобразования континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов // Континентальный литогенез. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР. 1976. С. 123-134.

Сердюченко Д.П., Добротворская Л.В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах // ДАН СССР. 1949. Т. 69. № 3. С. 119-122.

Сочнева Э.Г. Лейкоксен из продуктивных горизонтов одного месторождения Европейской части СССР // Известия вузов. Геология и разведка. 1970. № 7. С. 41-47.

ФЛЮИДНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Э.А. Королев, В.П. Морозов, А.Н. Кольчугин, А.А. Ескин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Edik.Korolev@ksu.ru

Геофлюидные системы являются неотъемлемой частью осадочных бассейнов. Одни из них образуются вследствие отжима захороненных вод из глинистых пород, другие — в результате просачивания сверху вниз поверхностных осадков (Холодов, 1983). Флюиды, внедряющиеся в осадочные комплексы, вследствие химической неравновесности с вмещающими породами способствуют протеканию в них метасоматических процессов при условии привноса-выноса компонентов, участвующих в реакциях. В зависимости от степени сродства между элементами исходной породы и флюида в одних случаях могут образовываться минералы, несущие в себе вещественные признаки обоих взаимодействующих компонентов, в других — минералы, резко отличающиеся по своему составу от первичного субстрата, по которому они развиваются.

Наиболее интенсивно метасоматиты развиты в нефтяных залежах, локализованных в известняках каменноугольного возраста. Относительно выдержанный состав пород осадочных комплексов предопределил развитие в них двух основных типов метасоматических преобразований. Одни из них выражаются в замещении исходных известняков доломитами с включениями вторичного кальцита, другие — минералами кремнезема. В соответствие с установленными парагенетическими ассоциациями зон наложенного литогенеза можно выделить метасоматиты щелочного и кислого состава.

Метасоматиты щелочного состава распространены в карбонатных осадочных комплексах каменноугольного возраста, где они образуют зоны интенсивной наложенной доломитизации. Наибольшее развитие вторичная доломитизация получила в известняках турнейского и визейского ярусов, слагающих нефтеносные брахиантиклинальные структуры III и IV порядков. В пределах западного склона Южно-Татарского свода метасоматиты встречаются преимущественно на крыльях тектонических поднятий. Здесь они образуют небольшие по мощности (1,5–3,0 м) и площади распространения геологические тела с извилистыми внешними контурами. В разрезах скважин, прошедших через метасоматиты, доломитизированные участки приурочены к турнейскому ярусу и известнякам тульско-бобриковского горизонта.

В пределах Мелекесской впадины метасоматиты пространственно тяготеют к относительно плотным известнякам турнейского яруса, в большинстве своем являющимися внутриформационными флюидоупорами. Характерной формой эпигенетически преобразованных участков являются пластово-линзовидные тела протяженностью 0,5–1,0 км при мощности 0,5–2,0 м. Различная проницаемость замещаемых пород обусловила появление у метасоматитов по контуру неровных пилообразных границ в виде отходящих от основного массива сужающихся «языков» внедрения различной протяженности. В тектонических структурах место локализации зон вторичной доломитизации приурочено к апикальным частям брахиантиклинальных поднятий.

Доломитовые метасоматиты в большинстве своем характеризуются неоднородными петрофизическими свойствами по разрезам скважин. Весьма вероятно, что это эта особенность проявляется по всему объему преобразованных участков: как по вертикали, так и по простиранию. Четкой закономерности пространственного распределения плотных и разуплотненных зон не наблюдается. Эмпирически установлены две крайности в строении метасоматитов. В одних из них преобладает плотное сложение структурных элементов, кавернозные участки встречаются редко, без какой-либо системности. В других доломитовые зерна расположены таким образом, что между ними создается многочисленное пустотное пространство, которое в нефтеносных структурах заполнено углеводородами. Учитывая особенности поведения кривой НГК стандартного каротажа по разрезу метасоматитов и фрагментам поднятого керна, можно предполагать, что во многих случаях зоны разуплотнения сверху и снизу экранированы плотными доломитами. Получается своеобразный слоеный

«пирог» из закономерно чередующихся слоев с различными петрофизическими свойствами. На контактах с вмещающими породами плотные доломиты резко переходят в менее уплотненные известняки.

Согласно литолого-петрографическим исследованиям метасоматиты в отложениях турнейского яруса характеризуются светло- и темно-серой окраской, в отложениях тульского горизонта — преимущественно темно-серой и черной. Породы плотные, яснозернистые, в отличие от вмещающих биохемогенных и органогенных известняков, с массивной, пятнистой или полосчатой текстурой. Последние обусловлены неравномерной углеводородной пропиткой или наличием сохранившихся реликтов исходных известняков.

Оптико-микроскопическое изучение доломитовых метасоматитов показало, что они характеризуются неоднородным структурным строением. Плотные разности полностью сложены тесно соприкасающимися зернами мелкозернистой, реже среднезернистой размерности. Кристаллические индивиды имеют ксеноморфную и гипидиоморфную форму в виде элементов ромбоэдра. Для первых типичны выпукло-вогнутые контакты срастания, для вторых — прямые границы соприкосновения. Контакты между зернами подчеркиваются тонкой черной оторочкой органического вещества. Доломитовые индивиды содержат внутри себя микровключения углеводородов, образующих тонкую темно-коричневую и черную вкрапленность. В зернистой массе метасоматитов фрагментарно просматриваются реликты исходных известняков в виде частично сохранившихся органических остатков фораминифер, брахиопод, криноидей.

Разуплотненные доломиты сложены кристаллическими индивидами мелко- и среднезернистой размерности, имеющими преимущественно гипидиоморфную форму в виде ромбоэдра, реже — ксеноморфную, приближенную к изометричному облику. В пределах тел метасоматитов зерна имеют неоднородную структурную упаковку, плотные участки соседствуют с открытыми полостями, не заполненными минеральным веществом. В плотных участках доломитовые кристаллы срастаются в агрегаты, образуя мраморовидную структуру. Часто в ассоциации с ними находятся изометричные зерна аутигенного кальцита размером 0,1–0,25 мм. Доломиты содержат тонкую вкрапленность реликтов известняков и углеводородов, захваченных в процессе роста. Это придает большинству их зерен неравномерную крапчатую микроструктуру. Участками в плотных агрегатных сростках наблюдаются фрагменты органических остатков различной степени преобразованности.

Исследование пород с помощью электронного сканирующего микроскопа позволило на более детальном уровне установить особенности строения новообразованных доломитов и их взаимоотношения в агрегатах. Анализ сканированной поверхности изучаемых сколов метасоматитов ожидаемо показал, что основным структурным элементом пород являются доломитовые кристаллы, размер которых варьирует от 0,25 до 250,0 мкм. Большая часть из них имеет хорошо выраженный ромбоэдрический габитус, преобладающими элементами которого являются грани {1011} и {0112}. Все новообразованные кристаллы характеризуются зональным строением. При съемках поверхностей сколов в режиме композиционного контраста видно, что внутри доломитов чередуются зоны роста различной окраски. Светлые участки обогащены железом, темные, соответственно, обеднены. Вариации структурных элементов в ростовых зонах, очевидно, обусловлены флуктуациями состава флюидного раствора. Помимо совершенных кристаллов, в метасоматитах встречаются индивиды, образующие скелетные формы в виде футлярных образований. Последние характеризуются хорошо развитыми внешними гранями, ребрами и вершинами при полном отсутствии внутренней доломитовой части. Как правило, внутри таких кристаллов фиксируются реликты исходной карбонатной породы. В некоторых случаях центральная часть индивидов оказывается незалеченной, образуя пустотелые доломитовые кристаллы.

В каждой метасоматической породе, развивающейся по известнякам различного возраста, были выявлены определенные группы примесных минеральных ассоциаций. В доломитах, замещающих известняки тульского горизонта, широко развиты кварц-микроклиновое и пирит-сидеритовые ассоциации акцессорных минералов. Первая приурочена к разуплотненным, вторая — к плотным метасоматитовым породам. В доломитах, замещающих известняки

турнейского яруса, примесная аутигенная минерализация представлена исключительно кальцитом. Других аксессуаров не обнаружено.

Метасоматиты кислого состава распространены в карбонатных комплексах башкирского яруса среднекаменноугольной системы. Пространственно они приурочены к разуплотненным органогенным известнякам, содержащим пластовые залежи нефти. В минералогическом отношении кислые метасоматиты представлены зонами наложенной силицитизации, где широко проявлены процессы замещения карбонатных пород эпигенетическим халцедоном. Характерной особенностью окремнения является его развитие в нижних частях многопластовых нефтяных залежей. Чаще всего он охватывает один или два пласта-коллектора, находящихся в подошвенной части залежи. Выше по разрезу процесс силицитизации резко «затухает». При этом наблюдается определенная закономерность между интенсивностью окремнения и повышением степени окисления углеводородов в пласте. Фактически области силицитизации развиваются в зонах водонефтяных контактов и коллекторах, подвергшихся обводнению. Подобная закономерность расположения окремненных участков в нефтяных залежах свидетельствует о поступлении миграционноспособного кремнезема в отложения башкирского яруса из нижних, более глубоко залегающих осадочных толщ.

Учитывая низкие содержания кластогенного кварца и алюмосиликатов в нижележащих известняках серпуховского и визейского ярусов, в качестве наиболее вероятного источника мобилизации кремнезема можно рассматривать терригенные комплексы тульско-бобриковского горизонта. Анализ пространственного расположения нефтеносных брахиантиклинальных структур, в которых известняки башкирского яруса были подвержены окремнению, показал, что все они располагаются над визейскими эрозионными врезами. Аналогичные по возрасту и строению карбонатные нефтеносные комплексы, слагающие купольные поднятия, находящиеся вне зоны развития врезов, не несут следов наложенной силицитизации. Подобная закономерность однозначно указывает, что кремнезем в отложения башкирского яруса поступал из терригенных пород, заполняющих эрозионные визейские врезы.

В зависимости от интенсивности поступления минерального вещества области окремнения образуют либо линзовидно-пластовые тела мощностью до 2,5 м, либо прожилковые и гнездовые обособления в нефтеносных органогенных известняках. В плотных карбонатных породах процесс наложенной силицитизации, как правило, проявляется слабо или вовсе не обнаруживается. Несмотря на различные формы выделения метасоматитов, все они характеризуются сходными морфологическими чертами.

Визуально кремнистые метасоматиты имеют однотонную молочно-белую окраску, благодаря чему отчетливо выделяются на темно-коричневом фоне нефтенасыщенных известняков. В зонах интенсивного окремнения наблюдается переслаивание плотных, сливных и разуплотненных, кавернозных участков. Плотные разновидности метасоматитов представляют собой однородные микрозернистые агрегаты, содержащие редкие изолированные друг от друга каверны размером до 2,0 мм. Полости каверн содержат водные рассолы без примесей углеводородов, их стенки осложнены небольшими по мощности (до 0,1 мм) корочками, состоящими из плотно прилегающих удлинённых кристалликов кварца с хорошо оформленными вершинами.

Разуплотненные разновидности метасоматитов характеризуются наличием более значительного количества каверн, полости которых выполнены нефтью. Присутствие последней обуславливает пятнистую макротекстуру окремненных участков. Размеры каверн варьируют от 1,0 до 10,0 мм. Многие из них имеют сложное строение за счет чередования раздувов и пережимов. Близко расположенные камеры-полости сообщаются друг с другом посредством трещин или межзерновых каналов. Наряду с кавернами, в разуплотненных метасоматитах присутствуют незамещенные халцедоном участки исходного нефтенасыщенного известняка. Как правило, они имеют губчатую структуру вследствие наличия пересекающихся тонких кальцитовых перегородок, разделяющих небольшие по размерам полые камеры с подвижной нефтью. По-видимому, подобное строение нефтенасыщенных участков затрудняет процесс окремнения, что и обуславливает их лучшую сохранность в телах метасоматитов. Участками

в керне встречаются прожилковые и сгустковые кремнистые обособления, приуроченные к трещинам и зонам контактов различных литогенетических типов известняков.

Различное строение кислых метасоматитов определяет вариации петрофизических свойств внутри окремнелых участков. Плотные разности характеризуются низкими значениями пористости, проницаемости и остаточной нефтенасыщенности. Подобные особенности обусловлены образованием более плотной структурной упаковки минеральных зерен в породе за счет сплошного замещения известняков и незначительным количеством заземленных углеводородов в реликтовых кавернах. Разуплотненные разности имеют более высокие показатели одноименных величин, что связано не со сплошным, а избирательным замещением минерального скелета карбонатных пород. В результате этого в окремнелой матрице остаются каверны и реликтовые фрагменты известняков, соединяющиеся межзерновыми фильтрационными каналами либо мало протяженными трещинами. Наличие последних обуславливает относительно высокую фрагментарную пористость (10,03 %) и проницаемость ($0,068 \times 10^3$ мкм²) кремнистых метасоматитов. В случае присутствия в них подвижной нефти, подобные окремнелые известняки можно рассматривать в качестве продуктивных нефтяных пластов.

Оптико-микроскопические исследования зон окремнения карбонатных пород показали, что процесс замещения в них кальцита минералами кремнезема носит избирательный характер. В первую очередь метасоматоз затрагивает пелитоморфный и микрозернистый кальцит цементирующей компоненты, оставляя неизменными форменные элементы — раковины фораминифер, фрагменты створок, брахиопод, водорослевые остатки и др. Основным метасоматическим минералом, развивающимся по цементу, является халцедон тонкозернистой (0,01–0,05 мм) размерности. Реже отмечаются вкрапления опала. Постепенно замещающая кальцитовые зерна, халцедон формирует сплошную кремнистую матрицу кислого метасоматита. При этом органические остатки, ранее скрепленные карбонатным материалом, оказываются как бы «плавающими» в тонкозернистой халцедоновой массе.

Анализ характера метасоматического преобразования известняков показал, что в первую очередь кремнезем замещает участки, сложенные кальцитом наименьшей размерности (0,01 мм). В результате этого на ранних стадиях окремнения образуются разобщенные сгустковые обособления халцедоновых агрегатов. Впоследствии, увеличиваясь в размерах, сгустки захватывают и более крупные (0,01–0,05 мм) зерна кальцита, находящиеся от них поблизости. Исключение составляют участки пород перекристаллизованные до мелко-среднезернистой размерности. Очевидно, относительно крупные (>0,1 мм) кальцитовые зерна (в силу меньшей удельной поверхности) являются устойчивыми к растворению и, как следствие, к замещению их халцедоном. Аналогичная ситуация создается и с обызвествленными фрагментами водорослей и скелетами морских животных. Их размеры и органическое вещество, покрывающее поверхности раковин, препятствуют растворению органических остатков. В результате избирательного замещения карбонатных пород, даже в зонах развития плотных кремнистых метасоматитов, в зернистой массе халцедона содержатся реликтовые включения яснозернистого кальцита, водорослевых фрагментов и раковин морских животных.

Краткое описание метасоматитов показывает, что процесс наложенного литогенеза в зонах внедрений глубинных флюидов носит сложный, многостадийный характер, который с одной стороны определяется физико-химическими параметрами пришедших минеральных растворов, с другой — структурными особенностями исходных пород.

Литература

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 153 с.

ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛГАНСКОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Космынин

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Kosmynin.VA@gazpromneft-ntc.ru

Одним из основных объектов поиска УВ в Оренбургской области является колганская толща. С отложениями колганской толщи (пласты группы Дкт) связано около 40 % объема разведанных запасов нефти Восточно-Оренбургского нефтегазоносного района (НГР).

Толща сложена серией мощных (до 100 м) пачек терригенных пород внутри карбонатного массива верхнефранско-нижнефаменского возраста. В колганских резервуарах открыт ряд мелких и средних месторождений нефти Оренбургской области: Филатовское, Вахитовское, Донецко-Сыртовское, Дачно-Репинское, Царичанское. Вместе с тем толща остается перспективным объектом на поиски нефти на юге региона (Козлов, 1997).

Планирование дальнейших поисково-разведочных работ необходимо производить с применением современных наукоемких методов исследования, включающих изучение условий образования и эволюции обстановок осадконакопления колганской толщи.

На сегодняшний день не существует единой точки зрения по вопросу генезиса этих отложений. Представления о составе, строении и распространении пород носят локальный характер и основываются на районах открытых месторождений, где в достаточном объеме изучена стратиграфия, тектоника, литология, коллекторские свойства и продуктивность пород.

Район исследований охватывает Заринскую, Царичанскую, Степановскую, Кичкасскую площади бурения. В тектоническом отношении территория работ расположена на южной переклинали Восточно-Оренбургского поднятия (положительной структуры II порядка) Восточно-Европейской платформы (Козлов, 1997).

Литофациальное моделирование колганской толщи проводилось по данным керна 12 скважин и геофизических исследований 25 скважин. Методика интерпретации литофациальных соотношений сводилась к комплексному анализу (Рединг, 1990), включающему: литологические, циклостратиграфические исследования разрезов скважин, анализ изменений гранулометрических характеристик осадочного материала по данным ГИС (Муромцев, 1984).

Сопоставление разрезов скважин осуществлялось на основе представлений о циклическом строении разреза с учетом выделенных закономерностей строения седиментационных циклитов (Селли, 1989). С целью анализа литофациальных соотношений в пространстве были привлечены материалы сейсморазведочных работ 3D 2008 г. на площади 196 км².

Петрографические исследования колганской толщи показали, что породы-коллекторы, приуроченные к базальной части разреза — пласту Дкт, представлены песчаниками светло-серыми и буровато-, коричневато-серыми, тонко-мелкозернистыми, однородными, массивными, реже линзовидно-неяснослоистыми, средней крепости, неравномерно известковистыми. Неэффективная часть пласта Дкт, кроме аргиллитов и алевролитов темно-серых, черных плотных, представлена песчаниками серыми до темно-серых, крепкими, плотными и слабо пористыми, с частыми прослоями глинистого материала и углефицированными растительными остатками, а также песчаниками известковистыми до известковых (местами переходящими в терригенно-карбонатные породы).

Обломочная часть песчаников представлена кварцем, полевыми шпатами, чешуйками слюд. Из акцессорных минералов встречается циркон, турмалин, лейкоксен. В небольшом количестве прослеживается доломит, пирит, глауконит, кальцитовый детрит раковин. Цемент глинисто-карбонатный порового, контактово-порового, участками базального типа, в меньшей степени кварцевый регенерационный. Количество цемента 10–30%, иногда достигает 50%.

Особенностью геофизической характеристики отложений колганской толщи является повышенное показание радиоактивности терригенных пород, связанное, по-видимому, с высоким содержанием калиевых полевых шпатов.

Тенденция осадконакопления сопровождается периодами падения, стабилизации и подъема уровня моря, что определяет явно циклический регрессивно-трансгрессивный характер строения

разреза. Этапы осадконакопления выражаются в разрезе в виде циклитов относительно крупных рангов.

Разрез колганской толщи охарактеризован тремя седиментационными циклитами: С1 (раннеколганский) и С2 (среднеколганский), С3 (позднеколганский) (рис. 1). Продуктивный песчаный пласт Дкт приурочен к кровельной части циклита С1. Циклит С2 характеризуется сменой вверх по разрезу аргиллитов карбонатными разностями. Циклит С3 сложен глинистыми известняками и аргиллитами, но встречаются «врезы» песчаных тел (рис. 1). Песчаные линзы в основном приурочены к базальной части циклита и сопровождаются сокращением мощности карбонатных пород.

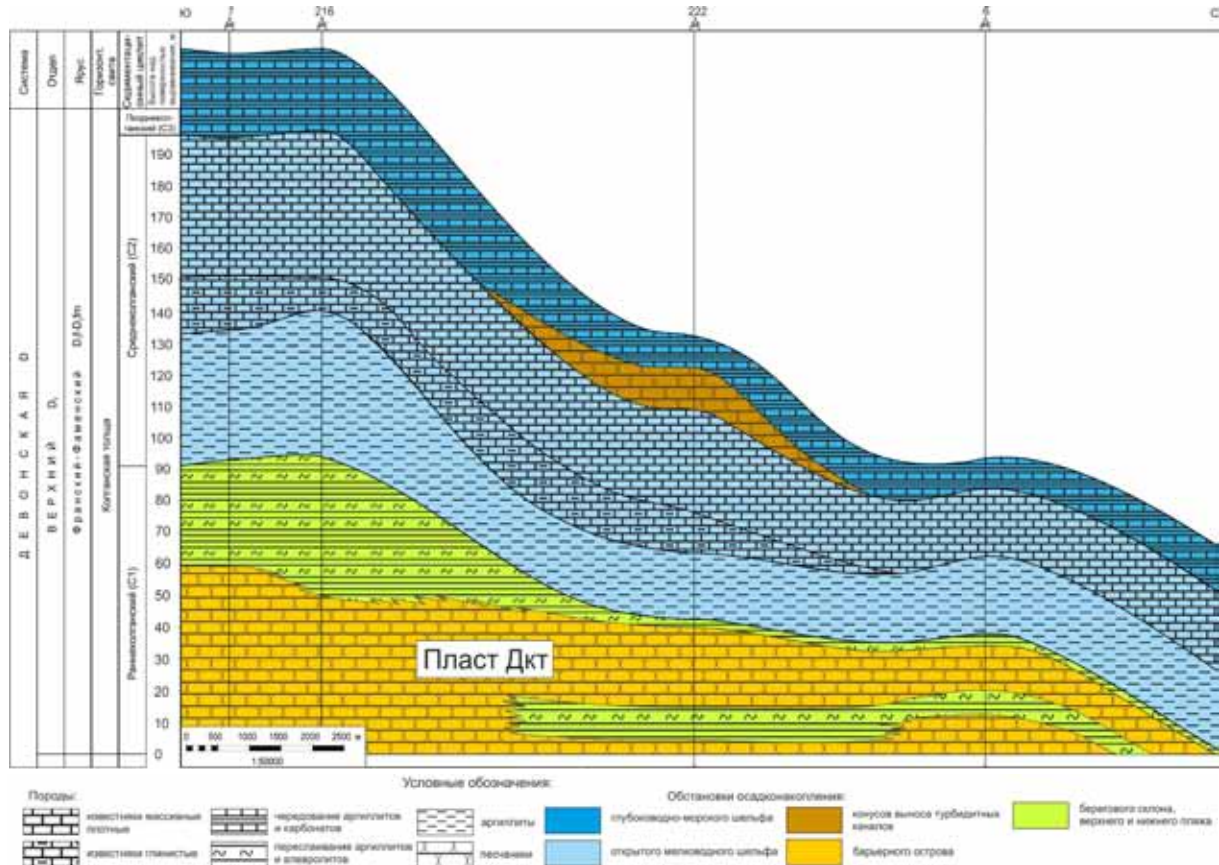


Рис. 1. Палеогеоморфологический профильный разрез колганской толщи

Преимущественное распространение в разрезе имеет регрессивный тип цикличности. Трансгрессивный тип описывает общие тенденции строения разреза толщи, на более низких иерархических уровнях такой тип встречается крайне редко.

Литофациальный анализ позволил классифицировать общую обстановку осадконакопления отложений колганской толщи рассматриваемого района как побережье с преобладающей волновой деятельностью. В условиях невысокой энергии речной системы, поставляющей осадочный материал в область разгрузки, и волновой активности приемного бассейна полноценная дельтовая система здесь не образуется, а материал распределяется вдоль берега, формируя пляжево-баровое побережье.

Песчаники продуктивного пласта Дкт (циклит С1) накапливались в период начала понижения уровня моря и привноса в морской бассейн седиментационного материала (рис. 2). Предпосылками для седиментации карбонатно-глинистых отложений циклита С2 послужили ограниченное поступление терригенного материала и повышение уровня моря. Береговая линия располагалась значительно южнее. В позднеколганское время (циклит С3) активизация подводных гравитационных потоков на фоне продолжающейся трансгрессии моря способствовала аккумуляции специфических глубоководных песчаных тел — фэнов (конусов выноса).

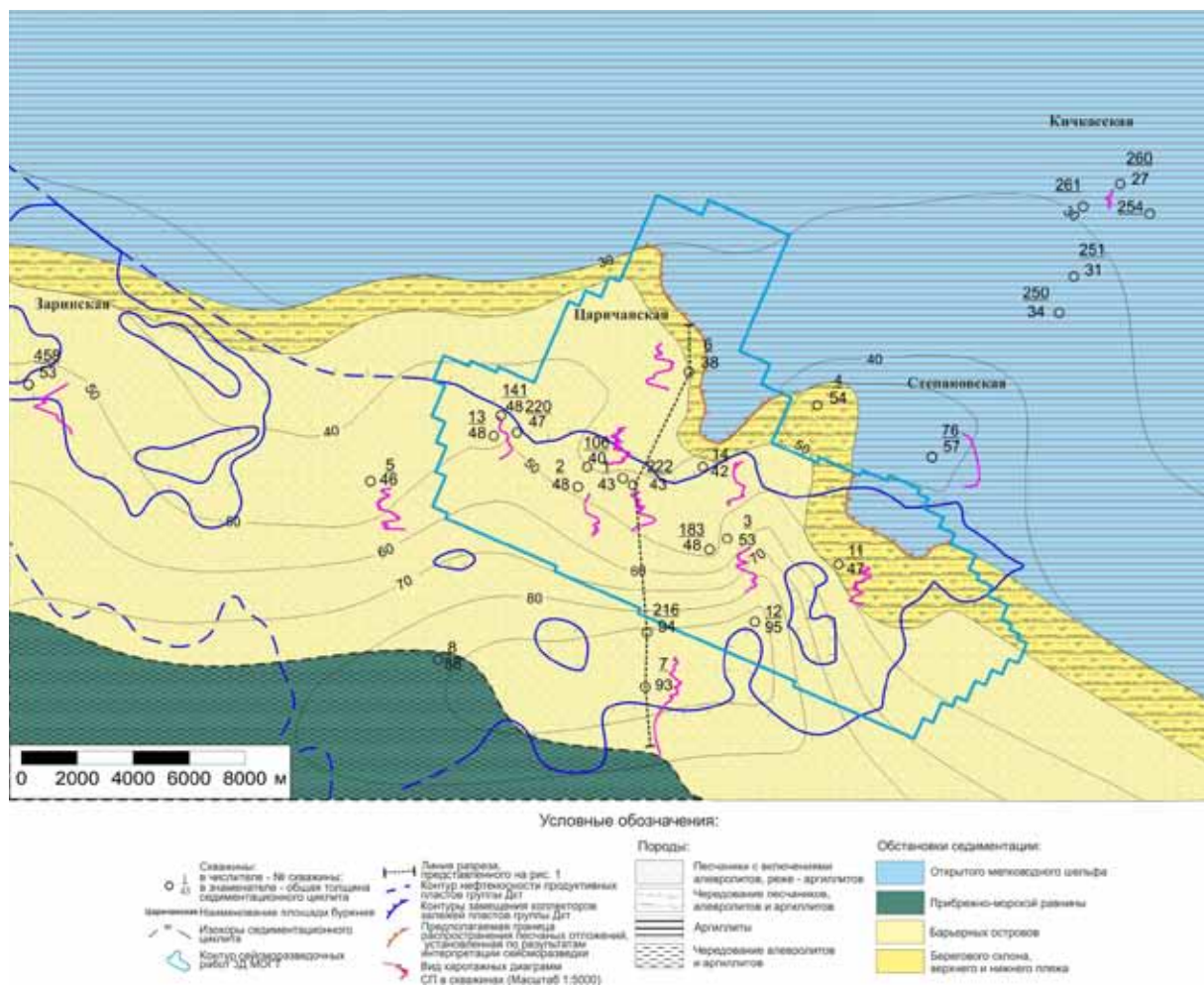


Рис. 2. Литофациальная схема седиментационного цикла С1 колганской толщи

Формированию колганской толщи, распространенной на юге Оренбургской области, по-видимому, поспособствовал усилившийся снос терригенного материала с суши, существовавшей в районе современного Соль-Илецкого свода и Предуральяского прогиба (Гмид, 2007).

В представленных обстановках осадконакопления наилучшими коллекторскими свойствами обладают отложения мелководного шельфа и береговой линии (циклит С1) — баров, пляжей, барьерных островов. Относительная неоднородность внутреннего строения пластов-коллекторов предопределена эвстатическими колебаниями уровня моря, локальным развитием флювиальных, приливно-отливных и волновых процессов. Песчаные отложения глубоководной части шельфа моря (турбидитного канала, конуса выноса) являются потенциальными тонкослоистыми коллекторами (циклит С3).

Результаты исследований позволяют уточнить геологическое строение колганской толщи и повысить эффективность дальнейших нефтепоисковых работ в регионе.

Литература

Шибина Т.Д., Гмид Л.П., Танинская Н.В., Никитин Ю.И. Литология и прогноз коллекторов в колганской толще Вахитовского месторождения Кичкасской площади юга Оренбургской области // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2.

Пантелеев А.С., Козлов Н.Ф., Постоевко П. И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство. 1997. 272 с.

Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Ленинград: Недра. 1984. 260 с.

Рединг Х., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А., Эллиотт Т. Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. М.: Мир. 1990. 352 с.

Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра. 1989. 294 с.

О КАЛЬЦИРЕНИТАХ ЯРЕМЧАНСКОГО ГОРИЗОНТА (СКИБОВАЯ ЗОНА КАРПАТ)

А.В. Костюк¹, Л.В. Генералова¹, Е.И. Деревская²

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, kostol@email.ua

²Научно-природоведческий музей НАН Украины, Киев, zimkakatya@gmail.com

Процессы седиментогенеза Украинских Карпат активно изучаются последние десятилетия. Предложенный О.М. Гнилко (1999) метод выделения литодинамических (генетических) типов для изучения нижнемеловых флишевых отложений оказался продуктивным для других возрастных групп. Систематическое изучение текстурных особенностей флишевых стратон, в частности, пестроцветных горизонтов Скибовой структурно-фациальной зоны, проводилось нами впервые. Целью данного исследования является изучение седиментологических литодинамических типов пестроцветных отложений верхнего мела – палеогена. Закономерности строения пестроцветных горизонтов установлены при детальном изучении яремчанского горизонта.

Разрезы свит Скибовой зоны изучались в естественных обнажениях бассейнов рек Прут, Стрый, Днестр и др. кафедрами общей и региональной геологии и петрографии Львовского национального университета им. Ивана Франко. Исследовались вещественные и текстурно-структурные особенности пород пестроцветных горизонтов с целью установления литодинамических типов (пелагиты, гемипелагиты, гравититы, контуриты). При установлении литодинамических типов осадочных пород яремчанского горизонта использовалась методика седиментологического анализа, которая разработана в трудах А. Боума (1962), О.М. Гнилко (2010), Л.В. Генераловой (2011), И.О. Мурдмаа (1987) и др.

Скибовая структурно-фациальная зона характеризуется следующим мел-эоценовым разрезом: нижнемеловая (спасская свита); верхнемеловая (головнинская и стрыйская свиты); палеоэоценовая (ямненская); эоценовая (манявская, выгодская, быстрицкая свиты). Все стратоны имеют турбидиты с разной последовательностью элементов текстур А. Боума. Для стрыйской, ямненской, манявской, выгодской, быстрицкой свит характерны пестроцветные горизонты. Один из них — яремчанский — фиксируется в подошве ямненской свиты. Его мощность — 10–15 м. Пестроцветность горизонта подчеркивается ритмично-циклическим чередованием зеленовато-серых и вишнево-красных аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность мелкозернистых песчаников и алевролитов — 1–5 см. В них встречаются текстуры А. Боума T_{cd} T_{cde} . В элементе С превалирует слабопроявленная косая слоистость. Граница между алевролитами и аргиллитами не всегда четкая, часто алевролит переходит в зеленый аргиллит через микрослои более или менее грубого терригенного материала. Градация обломочных зерен в зеленых алевролитах фиксируется как макро-, так и микроскопически. Сортированность материала донных шлиховых проб, отобранных с бортовой части рек, хорошая и умеренная (таблица). Состав обломочной части алевролитов преимущественно мономиктовый кварцевый. Цемент карбонатный и карбонатно-глинистый базального и контактового типа. Песчанки с карбонатным (кальцитовым) цементом светло серые, зеленовато-серые, неравномернозернистые. Обломки часто имеют органогенную природу. На 60 % они иногда представлены обломками бурых водорослей размером от 0,5 до 1–2 мм, кораллов, фораминифер. Иногда встречаются обломки кварца и глауконита, которые составляют до 10–15 % обломочной части. Зерна кварца хорошо окатаны, цемент пород глинисто-карбонатный, мелкозернистый кальцит составляет до 80 % цементирующей массы. Иногда цемент существенно глинистый — такие породы часто называют мергелями или глинистыми мергелями. Принимая во внимание, что обломочные известняки и мергели обладают тем же набором текстур, что и терригенные турбидиты, по аналогии относим обломочные известняки к карбонатным турбидитам или кальциренитам турбидитового происхождения.

Вишневые и красные мелкозернистые песчанки и алевролиты не несут признаков текстур А. Боума. Алевролиты имеют признаки, присущие контуритам, красные аргиллиты являются элементами фоновой седиментации и соотносятся с пелагическими глинами.

Гранулометрические особенности яремчанского горизонта ямненской свиты

| № пробы | Минеральный состав | | Гранулометрические фракции в (%) | | | Коэффициент сортированности (S) |
|---------|------------------------------------|------------------------------|----------------------------------|---------------------------|----------------------|---------------------------------|
| | Легкая фракция | Тяжелая фракция | псаммитовая (1,0-0,1мм) | алевритовая (0,1-0,01 мм) | пелитовая (<0,01 мм) | |
| 1 | кварц карбонаты | пирит магнетит | 60,4 | 19,84 | 19,76 | 3,46 |
| 2 | кварц карбонаты | пирит | 38,99 | 21,21 | 39,80 | 6,16 |
| 3 | кварц карбонаты | пирит магнетит | 3,27 | 13,33 | 83,4 | 3,35 |
| 4 | кварц карбонаты | пирит | 37,79 | 11,89 | 50,34 | 7,4 |
| 5 | кварц карбонаты | пирит | 18,9 | 47,51 | 33,59 | 5,09 |
| 6 | кварц карбонаты | пирит магнетит | - | 19,0 | 81,0 | 4 |
| 7 | кварц карбонаты плаггиоклазы | пирит | 50,69 | 21,92 | 27,37 | 10,2 |
| 8 | кварц плаггиоклазы | пирит с гидроокислами железа | 50,43 | 5,88 | 43,79 | 23,2 |
| 9 | кварц плаггиоклазы | пирит | 48,32 | 15,96 | 35,72 | 20,5 |
| 10 | кварц карбонаты | пирит | 3,84 | 66,35 | 30,02 | 2,94 |

В некоторых частях разрезов яремчанского горизонта пестроцветность обусловлена чередованием серых и зеленовато-серых турбидитных кальциренитов и вишнево-красных аргиллитов.

Палеогеографические условия седиментации в яремчанское время были тектонически спокойные, что способствовало осаждению частицы за частицей из слабых низкоплотных турбидитных потоков на фоне вдольбереговых контурных течений или пелагического фонового осадконакопления.

Таким образом, изучение седиментологических особенностей пестроцветных горизонтов мела-эоцена, на примере яремчанского горизонта Скибовой зоны Украинских Карпат, дало возможность установить литодинамические типы отложений, которые их формируют. Микроскопическое изучение этих пород позволило установить турбидитные кальцирениты. Они переслаиваются с красными аргиллитами и, по-видимому, формировались выше критической глубины карбонатообразования, тогда как терригенные турбидиты формировались на большей глубине.

Литература

Генералова Л.В., Костюк А.В. Особенности влияния поперечных разломов на локализацию оруденения медистых песчаников в Украинских Карпатах // Геология поисков и разведки полезных ископаемых: материалы междунар. конф. М. 17–18 февр. 2011 г. С. 22–23.

Гнилко О.М. Про седиментаційні процеси формування флішових відкладів Українських Карпат // Регіональні проблеми літології: зб. наук. праць. ІГН України. Вип. 3. К. 2010. С. 13–18.

Гнилко О.М. Палеоокеанографічні умови седиментації барем-альбських відкладів Українських Карпат та геодинамічна модель формування ранньокрейдових осадових басейнів регіону // Геологія і геохімія горючих копалин. 1999. № 3. С. 6–18.

Мурдмаа И.О. Фации океанов: моногр. М.: Наука. 1987. 304 с.

Войта А. Sedimentology of some flych deposits. A graphic approach to facies interpretation: monogr. Amsterdam-New York: Elsevier publ. Comp. 1962. 168 p.

ГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И ТУФОГЕННЫХ МЕТАОСАДКОВ КАЛЕВИЯ ЛАДОЖСКОГО РЕГИОНА

Л.Н. Котова, В.Н. Подковыров, О.В. Граунов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
l.n.kotova@ipgg.ru*

Северо-Западное Приладожье расположено в Ладожском регионе Балтийского щита, относится к раннепротерозойской провинции карелид, развитых в краевой части архейского кратона на границе со свекофеннской складчатой областью (Korsman et al., 1999). Территория Приладожья разделяется на два самостоятельных тектонических блока – Северный и Западный, разделенных Мейерским надвигом. Северный блок характеризуется присутствием гранито-гнейсовых куполов архейского фундамента, окаймленных вулканогенно-осадочными образованиями сортавальской серии (ятулий-людиковий), которая перекрывается терригенными метатурбидитами ладожской серии (нижний калевий). Достоверных находок вулканогенного материала калевийского уровня в пределах Северного блока не обнаружено. Западный блок сложен высокометаморфизованными гнейсо-сланцевыми толщами лахденпохской серии (верхний калевий) и характеризуется отсутствием признаков архейского и раннекарельского (докалевийского) фундамента (Балтыбаев и др., 2000).

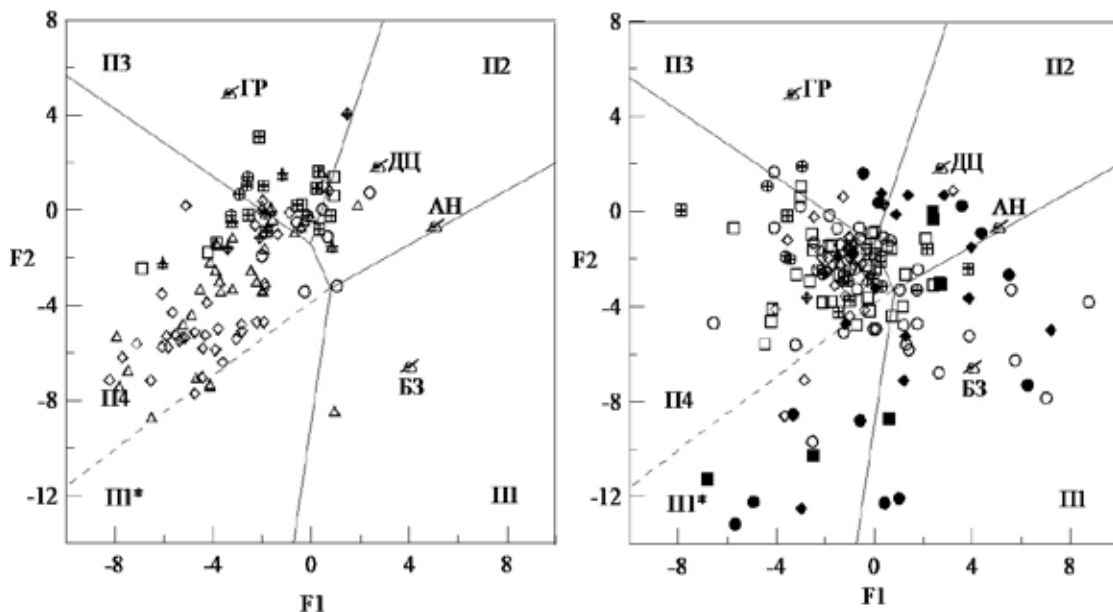
Породы лахденпохской серии обладают разнообразным химическим и минеральным составом по сравнению с более однородным составом пород ладожской серии. Многие исследователи не исключают присутствие вулканитов в породах лахденпохской серии, но в химическом плане они пока не были изучены. Супракрустальные образования Приладожья претерпели зональный региональный метаморфизм свекофеннского времени (1885 млрд лет), от условий зеленосланцевой фации на северо-востоке до гранулитовой на юго-западе. Это отчасти послужило доводом к тому, что более высокометаморфизованные образования лахденпохской серии являются аналогом ладожской серии, что является на наш взгляд не бесспорным утверждением. Интенсивность структурно-метаморфических преобразований калевийских отложений как ладожской, так и лахденпохской серий затрудняет их стратиграфическое расчленение ((Балтыбаев и др., 2000).

Калевийские отложения широко развиты на сопряженной территории Финляндии, где они представлены мощными гнейсо-сланцевыми толщами метаосадков с подчиненным количеством метавулканитов в отдельных регионах. Северное Приладожье входит в состав сланцевого пояса Хойтиайнен-Янисъярви, где широко представлены нижнекалевийские отложения, изученные нами ранее (Котова и др., 2006, 2009). Западное Приладожье располагается в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения, относится к южной части сланцевого пояса Саво Финляндии, сложенному преимущественно супракрустальными верхнекалевийскими образованиями, среди которых присутствуют метавулканиты, описанные нами в работах (Котова, Подковыров, 2012, 2013).

В разных стратиграфических схемах (Богданов, Робонен, 2011) приводятся противоречивые данные о нижней границе калевия в составе верхнекарельского комплекса. Авторы придерживаются региональной шкалы, где эта граница находится на уровне 1950 млн лет. Геохимические и изотопно-геохимические исследования калевийских образований Северо-Карельской провинции Финляндии (Lahtinen et al., 2010) внесли значительный вклад в стратиграфическое изучение региона. В нижнекалевийских осадках большинство детритовых цирконов относятся к местному неоархейскому источнику, но оценки T_{DM} до 2,4 млрд лет в сочетании с геохимическими данными указывают на значительную примесь палеопротерозойского, предположительно, внутриплитного мафического материала с возрастом от 2,1 млрд лет. Подобные результаты были получены нами при изучении Северного Приладожья (Котова и др., 2006, 2009). Верхнекалевийские отложения, обладающие литологической и изотопно-геохимической гомогенностью, также содержат неоархейские цирконы (25 %). Большая часть протерозойских цирконов отвечает интервалу 1,92–2,05 млрд

лет; при этом максимальный возраст осадконакопления варьирует от 1,95–1,94 до 1,92 млрд лет. Правда, сомнительным является, на наш взгляд, источник этих метаосадков — Лапланд-Кола ороген, расположенный далеко на севере.

Нами был изучен геохимический состав калевийских отложений Северного и Западного Приладожья, где были выявлены различия, которые наряду с геологической изученностью региона позволяют выявить первичную природу, протолит, источники сноса, стратиграфические соотношения и геодинамическую обстановку формирования отложений в данном регионе. При реконструкции первичной природы, т.е. выявлении пара- и орто-пород, протолита гнейсо-сланцевых литологических образований был использован комплекс известных методов петрохимического анализа (расчета), куда относятся: величина CIA Н.В. Nesbitt and G.M. Young, дискриминантные функции D.M. Shaw, В.Р. Roser and R.J. Korsch, Г.С. Куртова, параметры состава Ф. Петтиджона, А.Н. Неелова и А.А. Предовского. Отчасти результат этих исследований отражен на рисунке.



Дискриминантная диаграмма F1-F2 по (Roser, Korsch, 1988) для терригенных метаосадков ладожской серии Северного Приладожья (А) и туфогенно-осадочных метаморфизованных отложений лахденпохской серии Западного Приладожья (Б). Значки различной конфигурации соответствуют отдельным участкам работ. Незалитые значки отвечают парапородам, залитые — ортопородам; значки, отмеченные крестиком, — это парапороды, соответствующие туфам по (Куртов, 1980). Звездочками обозначены средние составы базальта (БЗ), андезита (АН), дацита (ДЦ), гранита (ГР). Поля П1, П2, П3 отвечают составу обломков, приближающемуся к исходным породам основного, среднего и кислого состава. Поле П1*, ограниченное пунктирной линией в пределах поля П4, отвечает экстремальным составам мафических пород. Поле П4 отвечает зрелому рециклированному осадочному материалу

В Северном Приладожье преимущественно терригенные метаосадки разделяются на две толщи. Нижняя толща представлена дифференцированными по составу породами от кварцевых аренитов до пелитов, обладает значительными вариациями CIA (55–85). Верхняя толща представлена граувакками и алевро-аргиллитами с низкой величиной CIA (50–65). Породы нижней толщи обогащены TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, а также Cr, Co, Ni и обеднены Al_2O_3 , Th по сравнению с породами нижней толщи. Все это свидетельствует о присутствии в областях сноса пород основного состава для бассейнов осадконакопления нижней части разреза, и этими породами могли являться основные вулканиты и туфы сортавальской серии. Другим и более существенным источником пород нижней части разреза служили гранито-гнейсы архейского фундамента Карельского кратона. Источником отложений верхней толщи являлись породы гранитного состава; присутствие в них «туфогенной составляющей» (рисунок А) свидетельствует о том, что они могли быть производными верхнекалевийских отложений Западного Приладожья (Котова и др., 2006, 2009).

Говоря в целом о составе пород ладожской серии Северного Приладожья, следует сказать, что они все относятся к группе пород среднего (гнейсового) состава. Параметр b (по Неелову) не превышает величины 0,30, что соответствует сумме мафических компонентов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$), равной 17 %. Все они относятся к умеренно-щелочной группе (классу) пород и большей частью отвечают калиевой серии (семейству) ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$). В гнейсо-сланцевых образованиях Западного Приладожья (рисунок Б) имеются кислые, средние и основные разновидности пород; в последних параметр b достигает величины 0,6, что соответствует сумме мафических компонентов, равной 32 %. Они также относятся к умеренно-щелочной группе пород, относимых в равной степени как к натровой, так и калиевой серии; к натровой серии наряду с парапородами относятся ортопороды и туфы.

Среди большого разнообразия состава пород Западного Приладожья, которые представляют собой палеосому свекофенских мигматитов, были выделены по определенным критериям группы пара- и ортопород; последние, как правило, ложатся в поле вулканитов на диаграмме $a-b$ А.Н. Неелова и на диаграмме F1–F2 (Roser, Korsch, 1988) (рисунок Б). Дальнейшие расчеты по Г.С. Куртову (1980) показали, что ортопороды в основном относятся к туфам. Среди парапород также в небольшом количестве были обнаружены (рассчитаны) туфы; на рисунке Б они ложатся в область слабо дифференцированных осадков. Ортопороды, разделенные нами на ортогнейсы и ортосланцы (граница по $\text{SiO}_2 = 57-58$ %), характеризуются широким спектром состава от риодацитов до базальтов и относятся к вулканогенным породам нормальной щелочности.

Ортосланцы Западного Приладожья ($\text{CIA} < 50$) разделяются по составу на две группы. Первая группа – это Fe-Mg толеиты с повышенным содержанием TiO_2 (1,20–1,75 %) и варьирующим содержанием K_2O . Величина $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,89$; по соотношению малых элементов толеиты относятся к WPB-типу (внутриплитные базальты). Вторая группа относится к вулканитам известково-щелочной серии, представлена андезито-базальтами также с варьирующими содержаниями K_2O и более низким содержанием TiO_2 . Величина $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,94$; по соотношению малых элементов андезито-базальты отвечают OIB-типу (океанические островные базальты). Обе выделенные группы базальтоидов по величине Y/Nb и Zr/Y относятся к континентальным вулканитам. Парасланцы обладают низкой степенью выветривания ($\text{CIA} = 50-60$), ложатся в основном в поле вулканитов, относятся к группе алевроаргиллитов и аргиллитов и, скорее всего, являются продуктами дезинтеграции ортосланцев.

Ортогнейсы ассоциируют с обеими группами ортосланцев, относятся к известково-щелочной серии пород риолит-дацит-андезитового состава, по содержанию отдельных главных и малых элементов соответствуют обстановкам континентальных островных дуг или активных континентальных окраин. Парагнейсы незначительно отличаются от ортогнейсов, что отражается в соотношении щелочей при естественных вариациях кислотности и основности. На диаграмме Ф. Петтиджона парагнейсы ложатся исключительно в поле граувакк и характеризуются низкой величиной $\text{CIA} = 50-60$. На диаграмме А.Н. Неелова выделяется многочисленная компактная группа парагнейсов, которые можно отнести к кислым туффитам, что подтверждается и расчетами по Г.С. Куртову (1980) (см. также рисунок Б). На дискриминантных тектонических диаграммах парагнейсы преимущественно располагаются в полях континентальных островных дуг или активных континентальных окраин. Здесь следует добавить, что отдельная часть состава метаосадков Северного Приладожья также отвечает подобным тектоническим условиям, а другая часть, что относится к породам нижней толщи, отвечает условиям пассивной континентальной окраины.

Таким образом, приведенные исследования показывают, что отложения ладожской серии (Северное Приладожье) имели в основном терригенную природу, а отложения лахденпохской серии (Западное Приладожье) были связаны с вулканогенными процессами и имели туфогенную природу. Те и другие отложения калевия формировались в активных тектонических условиях, но в районе Западного Приладожья это было связано с вулканической активностью в краевой части кратона, обладавшего утонченной корой. Источником базитового туфогенного материала могли послужить внутриплитные вулканиты сортавальской серии (ятулий – людиковий) или ее аналоги. Источником известково-щелочной серии вулканитов и их туфов могли послужить гранитоиды бывшего архейского фундамента.

Литература

- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ. 2000. 200 с.
- Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.
- Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Области сноса и источники метатерригенных пород ладожской серии: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 2. С. 225–228.
- Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–22.
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Геохимические особенности калевийских и свекофеннских метавулканитов Западного Приладожья: геодинамические следствия // Материалы Всероссийской конференции «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». СПб.: Из-во СПбГУ. 2012. Т. 1. С. 312–315.
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Геохимические особенности раннепротерозойских ортопоруд в свекокарелидах пояса Саво, Западное Приладожье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013 (в печати).
- Куртов Г.С. К методике определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу (на примере буронской свиты и гранитоидов Северной Осетии) // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 5. С. 138–152.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svekofennian Orogen in Finland // International Geology Review. 1999. V. 41. P. 287–333.
- Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al. New constrains for the source characteristics, deposition and age of the 2.1-1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // Precambrian Res. 2010. V. 176. P. 77–93.
- Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С И О В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА – НИЗОВ КЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев¹, Б.Г. Покровский²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KochnevBB@ipgg.sbras.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Pokrov@ginras.ru

Несмотря на подверженность вторичным преобразованиям и заметную фациальную зависимость, изотопно-геохимические характеристики (соотношения стабильных изотопов С, О и других элементов) в карбонатных осадочных породах успешно используются для решения различных стратиграфических задач. Для вендских и нижнекембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы, в отличие от разрезов ее обнаженной периферии, подобные данные немногочисленны и известны в основном из ее юго-западной части (Виноградов и др., 1994). Нами проанализирована коллекция объемом около 140 образцов из ряда скважин центральных районов Сибирской платформы, относящихся к Непско-Ботуобинской антеклизе и Сюгджерской седловине и охватывающая отложения от средней части непского горизонта венда до усольского горизонта нижнего кембрия (рис. 1).

В отличие от большинства других районов, преимущественно тонкотерригенные отложения средней и верхней части непского горизонта (паршинская, ынахская свиты) содержат прослой глинистых доломитов и мергелей. Тирский горизонт (бюкская свита) на всей рассмотренной территории представлен доломитами с примесью ангидритов и горизонтами песчаников. Отложения даниловского горизонта и вышележащей билирской свиты в

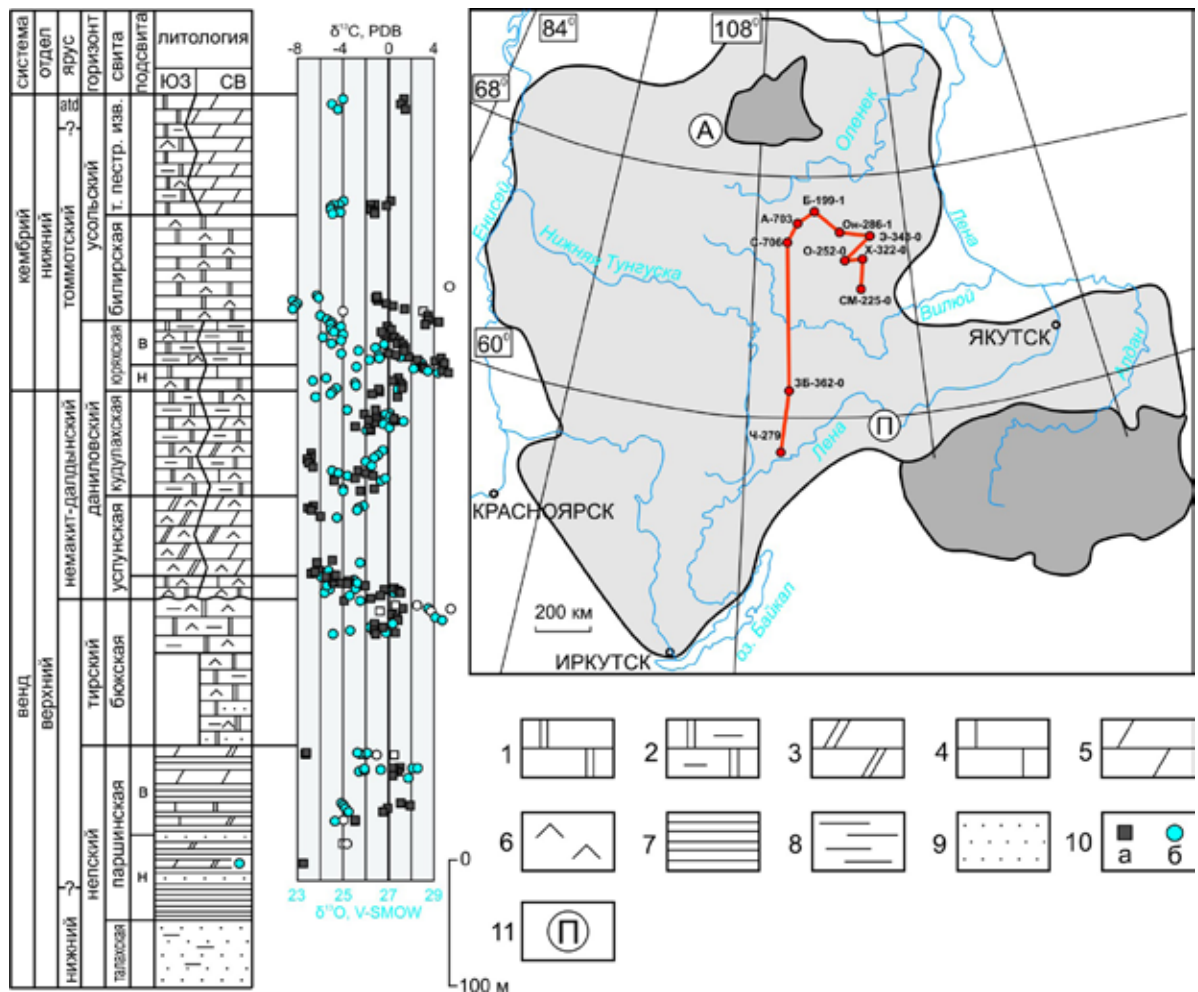


Рис. 1. Сводный разрез и С-О-изотопная характеристика вендских и нижнекембрийских отложений центральных районов Сибирской платформы. 1 — доломиты, 2 — глинистые доломиты, 3 — доломитовые мергели, 4 — известняки, 5 — мергели, 6 — ангидриты, 7 — аргиллиты, 8 — алевролиты, 9 — песчаники, 10 — соотношения стабильных изотопов: а — $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB, б — $\delta^{18}\text{O}$, V-SMOW, незакрашенные знаки соответствуют пробам с содержанием карбоната менее 5 %, 11 — разрезы, использованные для корреляции: П — Патомское нагорье, Уринский антиклинорий (Pelechaty, 1998), А — Западное Прианабарье (Kaufman et al., 1996). Площади глубокого бурения: Ч — Чайкинская, ЗБ — Западно-Ботуобинская, С — Сохолохская, А — Айхальская, Б — Бысытыхская, Он — Онкучакская, Э — Эйикская, О — Онхойдохская, Х — Ханнинская, СМ — Средне-Мархинская

большинстве северо-восточных скважин сложены в различной степени доломитизированными известняками, количество глинистой примеси в которых возрастает вниз по разрезу. Над билирской свитой в скважинах Сюгджерской седловины залегает толща пестроцветных известняков, представленная красноцветными и сероцветными известняками и мергелями.

Толща пестроцветных известняков, относящаяся к средней-верхней части томмотского яруса и частично к атдабанскому ярусу в изученных разрезах (скв. Б-199-1, О-286-1 и Э-343-0) в нижней части характеризуется слабо отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ $-1,6 \dots +0,2$ ‰, в средней части слабо положительными $+1,1 \dots +1,5$ ‰; значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в пределах $24,5 \dots 25$ ‰ (рис. 1). Билирская свита в скв. ЗБ-362-0 характеризуется ростом значений $\delta^{13}\text{C}$ вниз по разрезу от $-1,3$ до $+4,5$ ‰ в основании; соотношения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в пределах $22,7 \dots 24,5$ ‰, наблюдается некоторая положительная корреляция между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Для верхней подсвиты юряхской свиты как в южных (скв. ЗБ-362-0), так и в северных (скв. А-703) разрезах характерны околонулевые и слабо положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ $-0,6 \dots +1,5$ ‰, которые вблизи границы с нижней подсвитой возрастают до $+4,5$ ‰. В нижней подсвите значения $\delta^{13}\text{C}$ в скв. А-703 достигают значений $+5,5$ ‰, тогда как вблизи основания свиты

(скв. О-252-0) снижаются до 0...+1 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах юрхской свиты составляют от 23–24 до 29 ‰, причем наибольшие колебания наблюдаются в нижней подсвите. Возможно, это связано с контрастной послойной доломитизацией органогенных известняков.

Кудулахская свита в верхней половине характеризуется умеренно отрицательными — от –1,9 до –3 ‰ — показателями $\delta^{13}\text{C}$, но в нижней части (скв. Х-322-0, Он-286-1) отмечается негативный экскурс до –7,4 ‰, вновь сменяясь более высокими значениями вблизи основания. Значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в пределах 23,5–27 ‰.

Успунская свита в изученных разрезах (скв. ЗБ-362-0, С-706, СМ-225-0) отличается весьма низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, достигающими в верхней и средней частях до –7,2 ‰. В нижней части свиты (преображенский горизонт) в двух скважинах наблюдается позитивный экскурс, достигающий слабо положительных значений вблизи основания свиты. Значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют от 23,8 до 27,2 ‰.

Отложения бюкской свиты изучены лишь по скв. ЗБ-362-0, где, вероятно, ее разрез представлен лишь верхней частью. В ней преобладают околонулевые (–1...+1) значения $\delta^{13}\text{C}$, за исключением самой верхней части, где они достигают –3,7 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются в достаточно широких пределах: от 24,7 до 30,9 ‰ с неявной положительной корреляцией с кривой $\delta^{13}\text{C}$.

Отложения непского горизонта изучены фрагментарно по двум удаленным друг от друга скважинам Ч-279 и Х-322-0. Верхняя часть ынахской свиты имеет низкие (–7,3...–7,4 ‰), а нижняя — слабо положительные (0,3...1,1 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$. Отношения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются в пределах 25,8–28,7 ‰. В средней части паршинской свиты (скв. Ч-279) значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют –0,4...+1,9 ‰, ниже уменьшаясь до –7,7 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются около 25 ‰, за исключением самой нижней пробы, где оно составляет 18,6 ‰.

Сводная стратиграфическая колонка (рис. 1) демонстрирует, что вендские и нижнекембрийские отложения внутренних районов Сибирской платформы характеризуются относительно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (23–25 ‰), свидетельствующими об отсутствии экстраординарных постседиментационных изменений, и очень широкими вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ (от –7,8 до +5,5 ‰), которые в предварительном порядке можно рассматривать как синседиментационные. На эволюционной кривой $\delta^{13}\text{C}$ устанавливается два высокоамплитудных экскурса-аномалии: положительный в нижней части томмотского яруса (5,5 ‰) и отрицательный в нижней части немакит-далдынского яруса/горизонта (–7,8 ‰), которые хорошо коррелируются с аномалиями близкой амплитуды, установленными ранее в Прианабарье (Kaufman et al., 1996), Уринском поднятии (Pelechaty, 1998) и многих других районах. Вместе с тем выделяется ряд экскурсов с меньшей относительной амплитудой (2–3 ‰), которые также могут использоваться в качестве хемотратиграфических маркеров.

Вблизи основания томмотского яруса, установленного по смене комплексов мелкораковинных остатков, наблюдается негативный пик $\delta^{13}\text{C}$. Во внутренних районах основание томмотского яруса фиксируется вблизи подошвы юрхской свиты в скв. Э-343-0 (Стратиграфия..., 2005), в которой оно ранее ошибочно помещалось в средней части юрхской свиты. Эти части кривой в целом согласуются как с разрезом Прианабарья, так и с разрезом Патомского нагорья (рис. 2). Негативные экскурсии в средней части кудулахской и успунской свит установлены впервые; наиболее вероятным их аналогом являются похожие пики в средней части манькайской свиты Прианабарья, а также отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ в катангской свите юго-западной части платформы (Виноградов и др., 1994). Положительный экскурс в основании даниловского горизонта, с подошвы которого появляются остатки немакит-далдынского яруса, равным образом прослеживается во многих разрезах Сибирской платформы (Хоментовский и др., 2004).

Хемотратиграфические данные по отложениям тирского горизонта также укладываются в существующие модели корреляции. Возраст тирского горизонта, помимо региональной корреляции, обосновывается датировкой 560 млн лет по глинистым минералам из старореченской свиты Прианабарья (Горохов и др., 2010). Гораздо сложнее обстоит дело с аналогами непского горизонта: несмотря на небольшое количество точек, наблюдаются как резко отрицательные, так и слабо положительные значения $\delta^{13}\text{C}$, но пока не встречены карбонаты с высокими

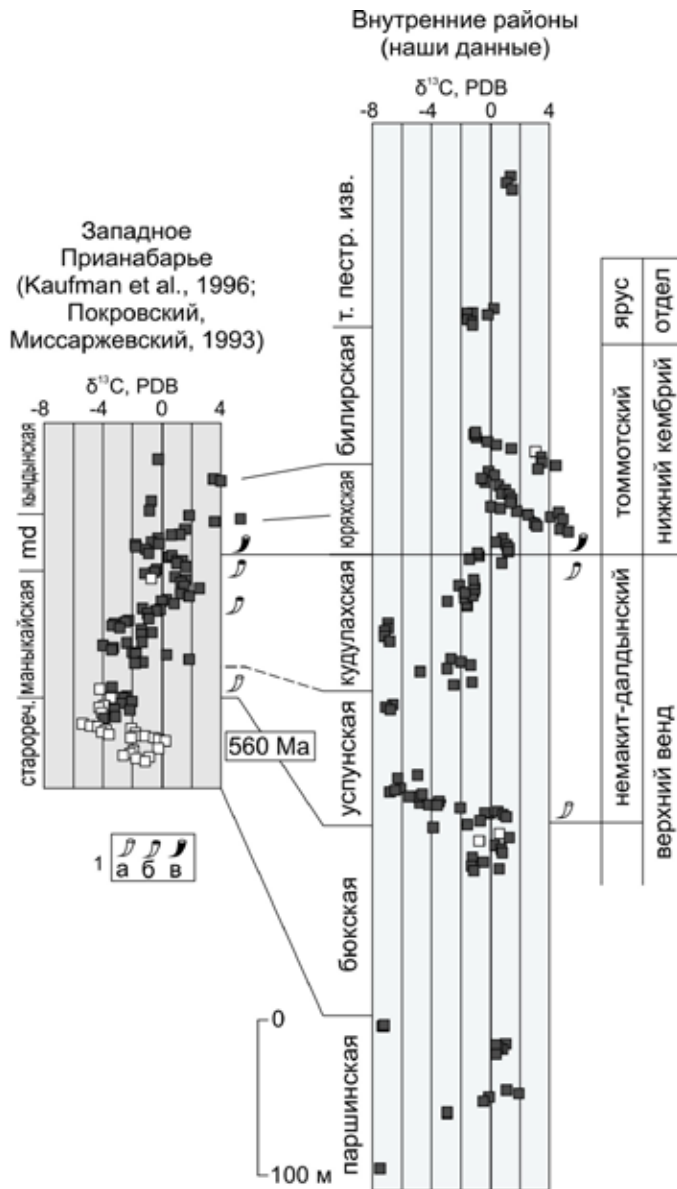


Рис. 2. Корреляция разрезов венда-низов кембрия Западного Прианабарья и центральных районов Сибирской платформы по С-изотопным данным. 1 — мелкораковинные остатки: а — зоны *Anabarites trisulcatus* (нижняя часть немакит-далдынского яруса), б — зоны *Purella antiqua* (верхняя часть немакит-далдынского яруса), в — зоны *Nochorocyathus sunnaginicus* (низы томмотского яруса)

(+8...+10 ‰) значениями, которые характерны для дальнетайгинской серии Патомского нагорья (Покровский и др., 2006). Вдобавок остается неясным диапазон распространения карбонатов с ультранизкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, которые можно было бы сопоставлять со средневендским изотопным событием Шурам-Вонока (Melezhik et al., 2009). Таким образом, корреляция нижней и средней части венда разреза патомского комплекса, характеризующихся и высокими, и низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ с разрезами внутренних районов на основе хемотратиграфических данных пока слабо обоснована.

Вместе с тем удовлетворительная сходимость полученных нами с опубликованными ранее изотопными данными по углероду в карбонатах немакит-далдынского и томмотского ярусов в пределах Сибирской платформы показывает, что для этого стратиграфического уровня вариации кривой $\delta^{13}\text{C}$ в большей степени отражают глобальные изменения в палеоокеане, нежели локальные особенности седиментации в венд-кембрийском эпиконтинентальном бассейне Сибирской платформы. Следовательно, они могут быть использованы для межрегиональных и глобальных корреляций.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00012, 13-05-00784, 13-05-00878) и Интеграционного проекта РАН № 28.2.

Литература

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М., Муравьев В.И., Шатский Г.В., Буякайте М.И., Луканин А.О. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 49–61.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb-Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 16–27.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 1–26.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Изд-во «Гео». 2005. 428 с.

Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якишин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jakobsen S.B., Adams W. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geological Magazine. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.

Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insights from Siberian high-Sr limestones // Journal of the Geological Society, London. 2009. V. 166. P. 183–191.

Pelechaty S.M. Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // Journal of the Geological Society, London. 1998. V. 155. P. 957–973.

ДЕТРИТОВЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ РИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев¹, А.И. Прошенкин²

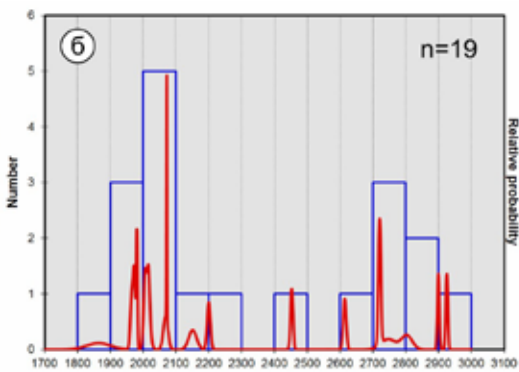
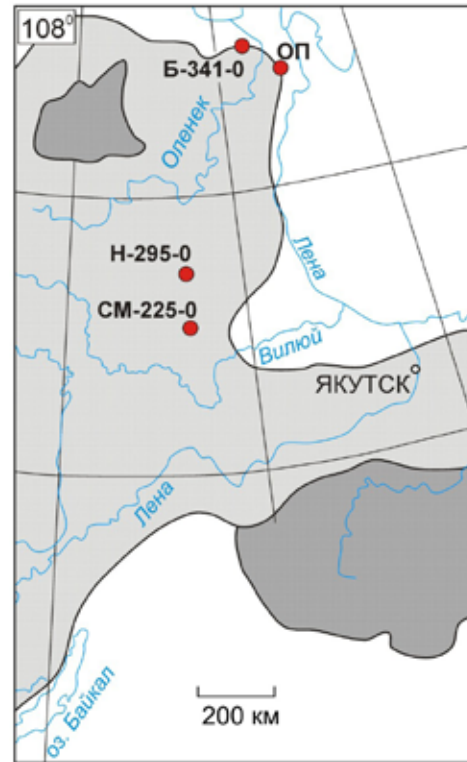
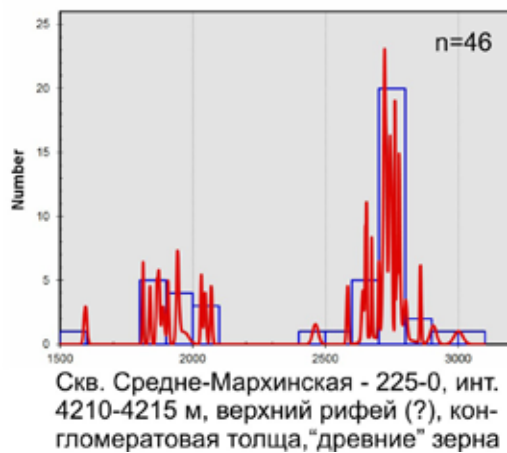
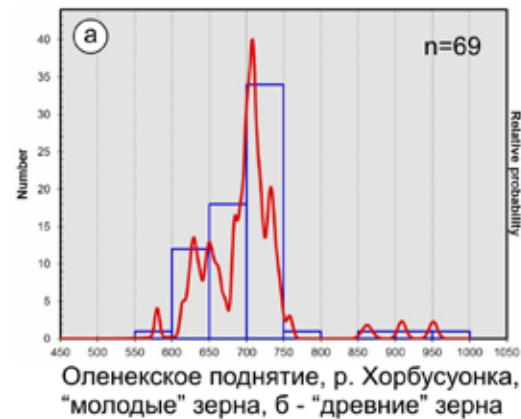
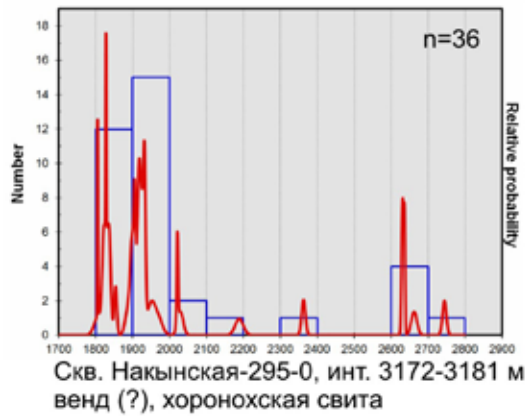
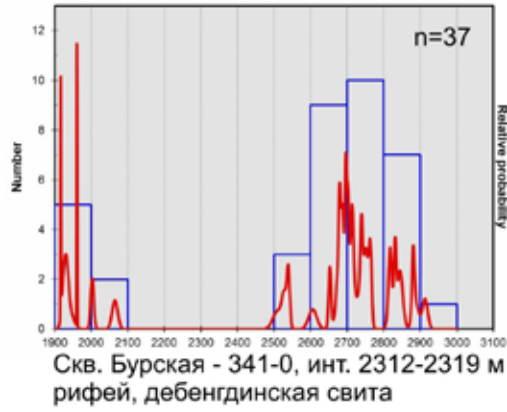
¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
KochnevBB@ipgg.sbras.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
ayalochka@yandex.ru

Обломочные (детритовые) цирконы в последние годы интенсивно используются для решения стратиграфических задач, таких как для реконструкция областей сноса и оценка максимального возраста осадочных пород. Нами были изучены 5 проб из верхнепротерозойско-нижнекембрийских отложений осадочного чехла Сибирской платформы, вскрытых как в глубоких скважинах, так и в естественных обнажениях (рисунок), предварительные данные по которым приведены в данном сообщении.

Обработка проб весом от 1 до 2–3 кг включала дробление и дальнейшее измельчение в стержневой мельнице до фракции <0,2 мм, шлиховую отмывку в воде и последующий ручной отбор зерен циркона под бинокуляром из немагнитной части шлиха. Отсев фракции <0,09 мм не проводился. Преимуществом данной методики извлечения, помимо простоты и дешевизны, является возможность выделять зерна с минимальной размерностью 50–80 мкм, а также выбирать наименее метамиктные и слабо окатанные кристаллы с минимумом включений. Геохронологические исследования были выполнены в Университете Гонконга U-Pb методом MC LA-ICP-MS по методике, описанной в (Yuan et al., 2008), с помощью системы абляции эксимерным лазером M-50HR с использованием стандартов 91500 и GJ через каждые 10–12 измерений. CL-фотографирование цирконов было проведено в АЦ ИГМ СО РАН.

Проба Б-341-0 отобрана из инт. 2312–2319 м скв. Бурская-341-0, расположенной в нижнем течении р. Оленек, из пачки светло-серых мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников, залегающей среди преимущественно карбонатных отложений дебенгдинской свиты рифея (Стратиграфия..., 2005). Цирконы представлены окатанными, умеренно удлиненными ($K_{удл}$ 1,5–3,5) преимущественно прозрачными и бесцветными кристаллами длиной до 300 мкм, большинство из которых в CL-изображениях имеют зональное строение. Всего было проанализировано 60 зерен, из которых 37 имели конкордантность свыше 90 % (34 — свыше 95 %) (рисунок). На графике распределения возрастов выделяются 2 пика: основной в интервале 2,5–3 млрд лет с максимумом в районе 2,6–2,8 млрд лет и дополнительный в интервале 1,9–2,1 млрд лет. Такие возрасты типичны для осадочного чехла Сибирской платформы, где основным источником сноса являлись позднеархейско-раннепротерозойские образования кристаллического фундамента (Розен и др., 2008). В данном случае главным источником поступления силикокластического материала, видимо, являлись древние образования Анабарского массива.



Графики распределения возрастов детритовых цирконов из верхнекембрийских отложений центральных и северо-восточных районов Сибирской платформы

Проба Н-295-0 получена из скважины Накынская-295-0, инт. 3172–3181 м из хоронохской свиты виллючанского горизонта верхнего рифея – венда (Стратиграфия..., 2005). Свита сложена переслаиванием мелко- и тонкозернистых серых кварцевых песчаников и алевроаргиллитов и с базальной пачкой залегает на породах фундамента. Цирконы представлены преимущественно некрупными, до 200–250 мкм в длину, окатанными кристаллами и их обломками с преобладающим $K_{удл}$ 1,5–2,5, как правило, бесцветными и слабо окрашенными, большинство с выраженной на снимках CL концентрической зональностью. Проанализировано 40 зерен, из которых 36 имеют конкордантность свыше 90 % (34 — свыше 95 %). Как и в предыдущей пробе, зерна цирконов имеют возрасты в интервале 1,8–2,8 млрд лет, однако основная популяция зерен имеет возрасты от 1,8 до 2 млрд лет (рисунок). Присутствуют единичные зерна с возрастом 2189 ± 11 и 2363 ± 5 млн лет. Вероятно, преобладающим источником сноса для хоронохских песчаников являлись раннепротерозойские породы фундамента.

Проба 0903ms отобрана из горизонта желтовато-серых грубозернистых слабо доломитистых кварцевых песчаников в верхней части маастахской свиты из обнажения по правому берегу р. Хорбусуонки в 1 км ниже устья руч. Анабыл, Оленекское поднятие. В официальных схемах маастахская свита отнесена к венду (Стратиграфия..., 2005), а более поздними хемотратиграфическими исследованиями ее возраст был оценен в 580–600 млн лет (Вишневская и др., 2013). Цирконы данной пробы имеют преимущественно небольшие, 120–200 мкм в длину, размеры, хотя отдельные зерна достигают 300 мкм. Окатанность средняя, преобладающий $K_{удл}$ 2,0–3,0, окраска слабо выражена или отсутствует, на CL-изображениях большинство обладают концентрической зональностью. Проанализировано 101 зерно, из которых 88 имеют конкордантность свыше 90 % (83 — свыше 95 %). Возрастной диапазон цирконов пробы очень широк; в ней представлены несколько популяций, среди которых, как и в предыдущих пробах, выделяется позднеархейская (2,6–3,0 млрд лет, 7 зерен) и палеопротерозойская (1,8–2,3 млрд лет, 11 зерен). Кроме того, имеются единичные зерна с возрастом 2453 ± 4 млн лет, а также 1367 ± 4 и 1245 ± 6 млн лет (не представлены на графике). Наиболее многочисленная (69 зерен) популяция имеет неопротерозойский возраст. В ней в интервале 1000–750 млн лет встречено лишь 4 зерна, а основной пик лежит в районе 700 млн лет. Наиболее молодое определение имеет возраст 580 ± 3 млн лет, и слабо значимо статистически, но в интервал 600–650 млн лет попадают уже 11 зерен (рисунок). Таким образом, наряду с древними, для маастахской свиты большое значение имели источники сноса с возрастом 600–750 млн лет, а максимальный возраст осадконакопления ограничен 600–580 млн лет. Это полностью подтверждает сделанный нами ранее вывод о ранневендском возрасте карбонатных отложений маастахской свиты (Вишневская и др., 2013).

Проба СМ-225-0 отобрана из «конгломератовой» (ханнинской) толщи, залегающей в основании осадочного разреза в скв. Средне-Мархинская-225-0, инт. 4210–4215 м (Стратиграфия..., 2005). Эта толща залегает под хоронохской свитой, имеет ограниченное распространение и известна лишь в нескольких скважинах центральной части Сибирской платформы. Она представлена диамиктитами, зеленовато-серый матрикс которых сложен песчано-алевритовыми зернами кварца и полевого шпата, а также измененными фрагментами пород основного состава. Обломки размером до 10–15 см представлены неокатанными и умеренно окатанными фрагментами гранитов фундамента и кварца, какая-либо сортировка отсутствует. В некоторых скважинах толща диамиктитов перекрывается своеобразными красноватыми тонкослоистыми глинистыми доломитами, которые предположительно являются аналогами венчающих карбонатов, а вся последовательность диамиктиты – карбонаты имеет ледниковое происхождение (Кочнев и др., 2013, в печати).

Цирконы данной пробы представлены, как правило, довольно крупными (200–350 мкм) кристаллами и их обломками, среди которых есть как слабо ($K_{удл}$ 1,5–2,5), так и удлиненные ($K_{удл}$ до 4–4,5) зерна, основная часть которых обладает концентрической зональностью. Большинство кристаллов умеренно окатано, прозрачно и бесцветно. Из данной пробы проанализировано 60 зерен, из которых 49 имеют конкордантность более 90 % (42 — свыше 95 %). Как и в большинстве других проанализированных образцов, преобладают позднеархейские и раннепротерозойские возрасты с максимумами распределения в районе 2,7–2,8 млрд лет (основной) и 1,9 млрд

лет (дополнительный) (рисунок). Наибольший интерес для датирования представляет немногочисленная, не представленная на графике распределения неопротерозойская популяция цирконов, состоящая из 3 зерен со значениями 740 ± 5 , 710 ± 4 и 689 ± 3 млн лет, позволяющая ограничить максимальный возраст вмещающих толщ порядка 670–700 млн лет. В сочетании с литологическими и изотопно-геохимическими данными из диамиктитов и перекрывающих (покровных) карбонатов (Кочнев и др., 2013, в печати), это позволяет сделать заключение о распространении в центральных районах Сибирской платформы неопротерозойского Среднесибирского гляциогоризонта (Чумаков, 2011), который ранее был известен лишь вдоль южной периферии Сибирской платформы.

Проба 1231_{syg} отобрана из обн. 1231, находящегося в верховьях р. Керсюке, правый приток р. Оленек (Оленекское поднятие), из буровато-серых грубозернистых базальных песчаников кессюсинской свиты, с перерывом залегающих на доломитах туркутской свиты. Возрастной диапазон данных песчаников ограничен снизу прорывающими туркутскую свиту диатремами с возрастом около 543 млн лет (Bowring et al., 1993), а сверху — находками томмотских окаменелостей и датировкой 528 млн лет из пепловых прослоев в верхней части кессюсинской свиты (Kaufman et al., 2012). Данная проба отличается высоким содержанием циркона, которое может быть оценено сотыми долями процента: в образце весом 1 кг содержится до 1000 кристаллов и их обломков. Популяция цирконов из данной пробы весьма однородна и представлена преимущественно длиннопризматическими ($K_{удл}$ 3–5) прозрачными кристаллами с концентрической либо линейной зональностью в CL-снимках, различной степени окатанности, преимущественно коричневатой окраски, часто с разнообразными включениями. Длина кристаллов различна и составляет от 150–200 до 400 и более мкм. Подобные характеристики типичны для цирконов субвулканических и вулканических пород с высокой скоростью кристаллизации. Из данной пробы проанализировано 60 зерен, из которых 54 зерна имеют конкордантность более 90 % (42 — свыше 95 %). На графике распределения возрастов (рисунок) видно, что практически все зерна принадлежат к одной популяции с пиком относительной вероятности в районе 547 млн лет, что в пределах ошибки идентично определениям, полученным ранее для субвулканических образований в этом районе (543 млн лет, Bowring et al., 1993). Вместе с тем наличие зерен с измеренными возрастными моложе 530 млн лет, среди которых наименьшее значение составляет 494 ± 3 млн лет, явно противоречит геологической ситуации. Однако самые молодые зерна в большинстве своем имеют пограничные (90–95 %) значения конкордантности, что в сочетании с наличием немалого количества включений не исключает нарушения изотопных систем, заключающейся в некоторой потере радиогенного свинца. Отсутствие в пробе древних популяций циркона, по всей видимости, связано с развитием в конце венда на территории Сибирского кратона карбонатной платформы, которая, распространившись практически на всю его территорию, заблокировала поступление силикокластического материала с выступов фундамента.

Таким образом, изучение детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений центральных и северных районов Сибирской платформы показало, что наряду с типичными «древними» популяциями, имеющими возрасты 1,7–2,9 млрд лет и происходящими из пород фундамента, в позднерифейских и вендских толщах присутствуют и «молодые» цирконы, возраст которых зачастую близок к возрасту накопления отложений. Источником этих цирконов являются, видимо, как внутрикратонные магматические образования, так и окраинные субвулканические и вулканические комплексы, что позволяет в ряде случаев успешно датировать нижний предел формирования осадочных толщ.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00012, 13-05-00878) и Интеграционных проектов РАН № 28.2 и УрО-СО РАН № 68.

Литература

Вишневецкая И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Киселева В.Ю., Писарева Н.И. Sr-изотопные характеристики хорбусуонской серии венда Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы) // ДАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 317–321.

Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г. Неопротерозойские ледниковые отложения в центральных районах Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-

Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013 (в печати).

Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир. 2008. 184 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: «Гео». 2005. 428 с.

Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 1. С. 3–23.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.

Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R., Bowring S. A shorter fuse for the Cambrian explosion? // GSA abstracts with program. 2012. V. 44. № 7. P. 326.

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-S., Zong C.-L., Günther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C. Simultaneous determination of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chemical Geology. 2008. V. 247. P. 100–118.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ВОСТОЧНО-ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОМ-1 ЛИЦЕНЗИОННОМ УЧАСТКЕ, РАСПОЛОЖЕННОМ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

В.А. Кошелева¹, Э.И. Сергеева²

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

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Восточно-Приновоземельский-1 лицензионный участок расположен на площади Новоземельской впадины и северной части Юго-Западной крупнохолмистой равнины (рисунок).

Седиментационный бассейн Карского моря имеет трехэтажное строение. Основными тектоническими элементами являются Южно-Карская синеклиза и Северо-Карская синеклиза (Баренцевская..., 1988), разделенные Карским порогом, с мощностью осадочного чехла до 1 км, вместо 7 км, на участках плит. Лицензионный участок расположен в пределах Южно-Карской синеклизы, испытавшей погружение в мезозое – кайнозое. Нижний этаж (фундамент плит) сложен метаморфическими породами или складчатыми образованиями допалеозойского возраста, на которых залегают палеозойские отложения промежуточного этажа, сформированные в параплатформенный этап осадконакопления, слабодислоцированные в позднегерцинскую – раннекиммерийскую фазу складчатости. Верхний этаж платформенных отложений мезозоя – кайнозоя сложен в основном терригенными образованиями верхней перми и мезозоя – кайнозоя мощностью 5–8 км (Геологическое..., 1984). Он отвечает структурно-формационному комплексу развивающихся бассейнов. Пограничные орогены шельфовых бассейнов были образованы в позднепалеозойско-мезозойский доокеанический и кайнозойский синокеанический этапы (Погребницкий, 1984). При последнем этапе сформировался современный рельеф шельфа и чехол отложений, коррелируемый с рельефом (Мусатов, 1989).

Участок приурочен к нефтегазоносной юрско-меловой толще Викуловского мегавала Южно-Карской синеклизы; к битуминозным слоям баженовской свиты нижнего мела и юрско-триасовым отложениям, залегающим на глубинах >3,5 км. (Никитин, Ровнин, 2000). Нижнемеловые терригенные отложения мощностью до 200 м характерны для западного склона Новоземельского желоба (Геологическая карта..., 2004).

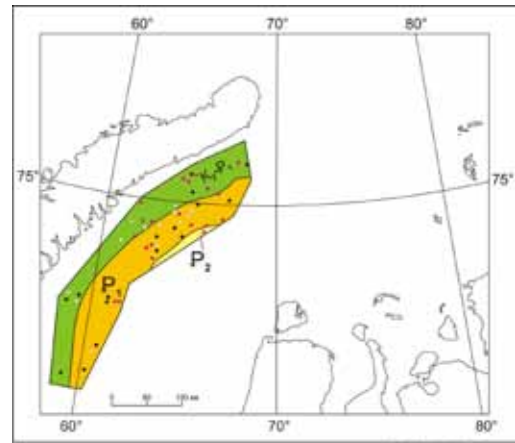
На рубеже мела и палеогена область сноса на месте Евразийского бассейна испытала рифтогенную инверсию (Моря..., 1984). За активизацией пограничных орогенов последовала планация рельефа (Найдин, 1985). В конце эоцена трансгрессия достигла Таймыра (Слободин и др., 1986). Затем эти осадки на шельфе были уничтожены денудацией (Мусатов, 1989). Палеоцен-эоценовые кремнисто-глинистые отложения залегают под четвертичными осадками в южной

и восточной частях участка. С конца олигоцена до плейстоцена на шельфе происходили восходящие движения и интенсивная эрозионная деятельность (Погребницкий, 1984). На севере Западно-Сибирского бассейна накапливались миоценовые угленосные осадки (Рагозин, 1984). На шельфе в субэаральных условиях шла экзогенная переработка рельефа. Максимальное воздымание региона произошло в позднем миоцене (Суздальский, 1976).

Неоген (плиоцен?)–четвертичный комплекс несогласно залегает на разновозрастных до неогеновых породах. Он сформирован осадками мощностью до 300 м. Наиболее изучены отложения верхней части разреза плиоцен–четвертичного плаща, опробованные донными станциями и грунтовыми трубками. Верхнечетвертичные отложения моря расчленены на литостратиграфические комплексы (ЛСК), соответствующие сейсмоакустическим пачкам (Кошелева, 1988; Мусатов, 1992). Нижний ЛСК отвечает средне (Q_{III})–позднеплейстоценовому (Q_{III}^2) этапу развития бассейна; средний ЛСК — позднеплейстоценовому (Q_{III}^3 – Q_{III}^4 низы). Верхний ЛСК сформирован осадками последней голоценовой трансгрессии (Q_{III}^4 верхи– Q_{IV}).

Средне–верхнеплейстоценовые плотные и полутвердые (плотность $>2,0$ г/см³; влажность <30 %) тёмно-серые алевритоглинистые миктиты или алевритовые глины с обломочками черных алевролитов и аргиллитов мезозойского возраста перекрывают верхнемеловые–палеоцено–эоценовые отложения. Их вскрытая мощность составляет менее 2,2 м. Верхнеплейстоценовые и голоценовые осадки перекрывают их. В отложениях раковинки моллюсков редки. Микрофауна представлена мелкими редкими поздне–кайнозойскими формами арктических шельфовых эврибионтов и переотложенными мезозойскими. Из фораминифер преобладают: *Protoelphidium orbiculare*, *Pretoelphidium clavatum* (Cushman), *Protoelphidium ustulatum* (Todd), *Cicbicides lobatuius*. Раковинки со следами выщелачивания покрыты гидроксидами железа и оконтурены зернышками пирита. Позднемеловая пыльца представлена: *Pemphixipollnites sibiricus* (Bond), *Pemphixipollnites accuratus* (Bond), *Regina excelsa* (Samoil), *Moncicorpus* sp. Редки четвертичные и дочетвертичные споры (*Sphagnum*, *Lucopodium*, *Polypodiaceae*) и пыльца: *Pinus*, *Betula*, *Juglans*. По соотношению породообразующих минералов отложения имеют полевошпатово (<50 %)-кварцевый (>50 %) состав. Выход тяжелой фракции составляет 1–3,0 %. Комплекс аксессуарных минералов гранат (<10 %)-амфибол (15 %)-эпидотовый (>20 %) с цирконом, шпинелью и сфеном. Аутигенные минералы представлены, кроме пирита, железисто-карбонатными агрегатами, кальцитом, сидеритом, гидроксидами железа, глауконитом. Состав глинистого вещества каолинит (10–20 %)-хлорит (25–30 %)-гидрослюдистый (35–40 %) с монтмориллонитом.

Верхнеплейстоценовые отложения мощностью до 400 см на юго-западе участка и <50 см на юго-востоке залегают несогласно на более древних отложениях. Они приурочены к отрицательным формам рельефа; на положительных структурах фрагментарно выполняют понижения рельефа и представлены алевритоглинистыми миктитам, алевритовыми глинами и глинами с песком. Их плотность составляет 1,65–1,9 г/см³ при влажности 30–40 %. На отдельных положительных формах рельефа в них отмечаются следы промерзания — субвертикальные льдистые прожилки и оскольчатая отдельность (Мельников и др., 1995). В верхнеплейстоценовых отложениях раковинки моллюсков плохо сохранены: *Portlandia arctica*, *Yoldiella lenticular* и др. Фораминиферы аналогичны подстилающим отложениям. В осадках часты четвертичные палинологические спектры с преобладанием пыльцы *Pinus* над *Betula* и



Условные обозначения:

- P₁ - голоценовые террасные отложения
 - P₂ - плейстоценовые террасные отложения
 - K-P - эоцено-палеоценовый преимущественно террасный комплекс
- Грунтовые колонны, скважинные отложения:
- голоценовые
 - верхнеплейстоценовые и голоценовые
 - средне - верхнеплейстоценовые - голоценовые

Геологическая схема и расположение станций пробоботбора на Восточно-Новоземельском-1 лицензионном участке

Alnus. Изредка определена пыльца неогеновых теплолюбивых форм: *Tsuga*, *Corylus*, *Myrica*. Встречаются четвертичные диатомовые водоросли, силикофлагелляты и спикулы губок (Куликов, 1974; Белевич, 1982). Терригенная составляющая представлена полевыми шпатами 15–25 % и кварцем >50 % с кальцитом, аксессуарными и аутигенными минералами, обломками пород. Выход тяжелой фракции составляет <1 (в глинах) – 5,0 %. В отложениях встречаются прослой с пиритом и сидеритом. Комплекс аксессуарных минералов чернорудно-пироксен-эпидотовый с гранатом; в юго-западной части участка — гранат-амфибол-эпидотовый с цирконом, шпинелью, в южной — амфибол-эпидот-пироксеновый. Аутигенные минералы представлены гидроксидами железа, глауконитом и кальцитом. Состав глинистого вещества монтмориллонит (15–20 %)-каолинит (20–25 %)-гидрослюдистый (35–40 %) при заметном содержании хлорита (5–10 %).

Голоценовые осадки маломощным (<50 см–4 м) прерывистым чехлом залегают с перерывом на плейстоценовых отложениях. Пачка глин — начальная стадия трансгрессии развита прерывисто, выполняет понижения рельефа и маломощна (<1 м); представлена серыми уплотненными (1,5–1,7 г/см³) глинами и алевритистыми глинами. Глины пластичны, маслянисты с гидротроилитом и трубочками полихет. С голоценовыми осадками глины связаны фаціальными переходами. Голоценовые осадки представлены песчано-алевритоглинистыми осадками с трубочками полихет, раковинного детрита, гидротроилитом и обломками пород. Верхние 20 см разреза сложены окисленными коричневатыми полужидкими осадками, сменяющимися вниз по разрезу серыми мягкими отложениями. Осадки содержат комплекс органических остатков, характерный четвертичному чехлу моря. По составу породообразующих минералов осадки полевошпатово (15–25 %)-кварцевые (25–>50 %). Выход тяжелой фракции варьирует от <1 (глины) до 5 %. Комплекс аксессуарных минералов эпидот-чернорудный с гранатом; в южной части участка — чернорудно-амфибол-эпидотовый с гранатом, цирконом, сфеном и шпинелью. Состав глинистого вещества каолинит (10–15 %)-хлорит (10–15 %)-монтмориллонит (15–20 %)-гидрослюдистый (35–40 %).

Литература

- Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра. 1988. 263 с.
- Белевич А.М., Степанова Г.В. Некоторые закономерности распределения переотложенных диатомовых водорослей в четвертичных отложениях севера Сибири // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология». 1982. С. 67–69.
- Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. СПб.: МПР, ВСЕГЕИ и др. 2004.
- Кошелева В.А. Строение и вещественный состав плейстоценовых и голоценовых отложений Карского моря: автореферат дис... канд. геол.-мин. наук. ДСП. Л.: ПГО «Севморгеология». 1988. 22 с.
- Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоценовых-голоценовых отложений Арктических морей России // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 2. С. 160–171.
- Куликов Н.Н., Хитрова Р.М. Результаты палинологического изучения колонок донных отложений Карского моря // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат. 1970. С. 42–46.
- Мельников В.П., Спасивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. 1995. 197 с.
- Моря Советской Арктики // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Л.: Недра. 1984. 280 с.
- Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
- Мусатов Е.Е. Сейсмостратиграфия и картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга II. СПб. 1992. С. 38–47.
- Найдин Д.П. Уровень Мирового океана в конце мезозоя. Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1985. С. 12–22.
- Никитин Б.А., Ровнин Л.И. Перспективы открытия новых месторождений и залежей газа и нефти на шельфе Карского моря // Геология нефти и газа. 2000. № 5.
- Погребницкий Ю.Е. Геологическое строение Сибирской платформы // Международный геологический конгресс 27-ой. Т. 1. М. 1984. С. 35–43.
- Рагозин Л.А. Эпизоды тектогенеза неотектонического этапа Западной Сибири // Геотектоника. 1984. № 6. С. 98–107.

Слободин В.Я., Степанова Г.В., Шилов В.В., Шнейдер Г.В. Стратиграфия и палеогеография кайнозоя Северного Таймыра // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология». 1986. С. 110–113.

Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука. 1976. 111 с.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ВОСТОЧНО-ПРИНОВОЗЕМЕЛЬСКОМ-2 ЛИЦЕНЗИОННОМ УЧАСТКЕ, РАСПОЛОЖЕННОМ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

В.А. Кошелева¹, Э.И. Сергеева²

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

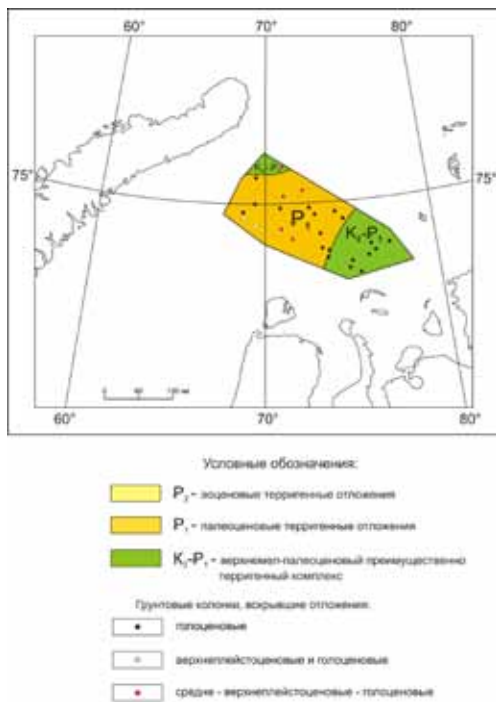
²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Восточно-Приновоземельский-2 лицензионный участок расположен в районе Южной мелководной равнины моря северо-западнее п-овов Ямал и Гыдан (рисунок). Он захватывает северную часть Викуловского мегавала (Никитин, Ровнин, 2000).

Неоген (плиоцен?)–четвертичные отложения несогласно залегают на разновозрастных, в основном верхнемеловых–палеоценовых, терригенных образованиях. Отложения верхней части разреза плиоцен–четвертичного плаща (средне–верхнеплейстоценовые–голоценовые) опробованы донными станциями и грунтовыми трубками. Они расчленены на литостратиграфические комплексы (ЛСК), соответствующие сейсмоакустическим пачкам (Кошелева, 1988; Мусатов, 1992). Нижний ЛСК отвечает средне (Q_{II})–позднеплейстоценовому (Q_{III}^2) этапу развития бассейна; средний ЛСК — позднеплейстоценовому (Q_{III}^3 – Q_{III}^4 низы) и верхний ЛСК сформирован осадками последней голоценовой трансгрессии (Q_{III}^4 верхи– Q_{IV}).

Средне–верхнеплейстоценовые отложения залегают на верхнеплиоценовых–нижнеплейстоценовых образованиях и перекрываются верхнеплейстоценовыми или голоценовыми осадками. Вскрытая мощность их на участке составляет 1–1,5 м. Они представлены в северной части плотными и полутвердыми алевритоглинистыми, песчаноглинистыми и песчано–алевритоглинистыми микритами, в южной части — песками, песками алевритовыми и глинистыми, изредка алевритами. Тёмно–серые осадки имеют довольно высокую плотность (2,0 г/см³) при низкой влажности (<30 %). Они содержат гравийные обломки метаморфических и магматических пород. В отложениях изредка содержатся раковинки моллюсков и их детрит. Микрофауна представлена плохо сохранившимися, эродированными мелкими единичными поздне–кайнозойскими формами арктических шельфовых эврибионтов и переотложенными мезозойскими. Спорово–пыльцевые комплексы бедны. С позднемеловой пылью Усть–Енисейского района — *Pemphixipollnites sibiricus* (Bond) и *Regina excelsa* (Samoil) — встречаются четвертичные и дочетвертичные споры (*Sphagnum*, *Lucopodium*, *Polypodiaceae*) и пыльца древесных: *Pinus*, *Betula*, *Juglans*. Диатомовые водоросли не встречены. По содержанию породообразующих минералов средне–верхнеплейстоценовые отложения участка характеризуются полевошпат (15–25 %)-кварцевым (>50 %) составом, иногда со слюдястыми минералами. Выход минералов тяжелой фракции составляет на севере участка <1 %, в средней части — 2–3 % и южной — >5 % за счет стока Оби и Енисея. Комплекс акцессорных минералов амфибол (15–25 %)-эпидотовый (20–30 %) с цирконом, шпинелью и сфеном, в южной части участка — пироксен–амфиболовый. Аутигенные минералы представлены гидроксидами железа, пиритом, глауконитом, железисто–карбонатными агрегатами, кальцитом и сидеритом. Состав глинистого вещества хлорит (35–40 %)-гидрослюдястый (35–40 %) с монтмориллонитом (15–20 %) и каолинитом (<5 %); на юге участка — каолинит (30–35 %)-хлорит (30–35 %)-гидрослюдястый (35–40 %) с монтмориллонитом (10–15 %).

Верхнеплейстоценовые отложения залегают на плейстоценовых со следами размыва и приурочены к отрицательным формам рельефа. Мощность осадков составляет на северо-



Геологическая схема и расположение станций пробоботвора на Восточно-Новоземельском-2 лицензионном участке

западе участка <0,5 м, северо-востоке — 3,0 м и на остальной площади — 0,5–2 м. Отложения содержат обломки метаморфических и магматических пород. Они представлены песчано-алевритоглинистыми миктитами, алевритовыми глинами и алевритоглинистыми миктитами. Плотность их 1,65–1,9 г/см³ при влажности 21–41 %. В верхнеплейстоценовых отложениях обнаружены раковинки моллюсков плохой сохранности: *Portlandia arctica* и *Yoldiella lenticula*. Микрофауна представлена редкими плохо сохранившимися позднекайнозойскими формами арктических шельфовых эврибионтов и переотложенными мезозойскими. Раковинки со следами выщелачивания, в «рубашке» гидроксидов железа и каймой из зернышек пирита. Отложения разнообразны по составу спор и пыльцы. Преобладает пыльца древесных пород *Pinus*, *Betula* и *Alnus*. Встречаются четвертичные диатомовые водоросли, силикофлагелляты и спикулы губок (Куликов, 1974; Белевич, 1982). Терригенная составляющая представлена полевыми шпатами 15–25 % и кварцем >50 % с кальцитом, аксессуарными и аутигенными минералами, с обломками пород. На юге участка осадки имеют полевошпатово (20–40 %)-кварцевый (25–50 %) состав со слюдястыми минералами. В отложениях содержатся обломки кремнистых пород, кислых эффузивов, микрокварцитов и изредка бурого вулканического стекла. Выход минералов тяжелой фракции составляет 1–5,0 % на севере участка и 5–10 % на остальной площади. Комплекс аксессуарных минералов на севере участка амфибол (10–15 %)-эпидот (15–20 %)-пироксеновый (20–25 %), на юге — пироксен-амфиболовый. Эти ассоциации сформированы за счет терригенного материала ближайших областей сноса, сложенных разновозрастными до верхнеплейстоценовыми образованиями. Меловым терригенным породам здесь свойственны эпидот-цоизиты, сфен, амфиболы, гранат, черные рудные минералы (ильменит и магнетит) в ассоциации с минералами-индикаторами метаморфических пород (силлиманитом, ставролитом, кианитом, хлоритоидом, шпинелью). Юрские терригенные образования, развитые восточнее нижнемеловых толщ, обогатили осадки титанистыми минералами, цирконом и турмалином (Ронкина и др., 1977). Триасовые породы привнесли в осадки титанистые и черные рудные минералы, слюды и эпидот-цоизиты, с плагиоклазами и кварцем. Аутигенные минералы представлены гидроксидами железа, пиритом, глауконитом, железисто-карбонатными агрегатами, кальцитом и сидеритом. Состав глинистого вещества монтмориллонит (15–20 %)-каолинит (20–25 %)-гидрослюдистый (35–40 %) с хлоритом (5–10 %).

Верхний ЛСК (конец позднего плейстоцена – голоцен) объединяет осадки последней трансгрессии моря, которые маломощным, иногда прерывистым чехлом залегают на размытой поверхности разновозрастных, в основном плейстоценовых отложений. Пачка глин (верхняя часть верхнеплейстоценовых отложений; начало трансгрессии) мощностью 0,5–2 м развита прерывисто и выполняет понижения рельефа. Она представлена серыми алевритистыми (<20 %) глинами, уплотненными и пластичными. Глины маслянистые, с гидротроилитом, трубочками полихет и без обломочного материала. Пачка глин согласно перекрывается голоценовыми осадками мощностью <2–3,4 м и связана с ними фациальными переходами. Осадки пестры по окраске: верхние 15–20 см — окисленные коричневые жидкие и полужидкие (плотность <1,46 г/см³, влажность 43–60 %). Они подстилаются мягкими серыми, с различными оттенками (плотность 1,46–1,49 г/см³, влажность 43–60 %) алевритоглинистыми, песчано-глинистыми и песчано-алевритоглинистыми миктитами, в южной части — более плотными

песками алевритовыми и глинистыми, реже песками и алевритами. Осадки содержат включения трубочек полихет, раковинного детрита, сажистые черные примазки гидротроилита и обломочки метаморфических или изверженных пород. Для голоценовых осадков характерна микрофауна *Cassidulina obtuse*, *Retroelphidium clavatum*, *Trifarina fluens* и др. Встречается теплолюбивая фауна: *Nucula tenuis*, *Yoldiella lucida*, *Pecten aratus*; бореальная и арктическая: *Mya truncata*, *Pandora glacialis*, *Astarte borealis* и др. виды. Повсеместны фораминиферы шельфового арктического комплекса: *Retroelphidium clavatum*, *Globigerina pachyderma*, *Cassidulina laevigata*, *Miliolinella bucculenta* и др. По соотношению породообразующих минералов голоценовые осадки характеризуются полевошпатово (15–25 %)–кварцевым (>50 %) составом, в южной половине участка — полевошпатово (15–25 %)–кварцевым (25–50 %), иногда со слюдястыми минералами. Выход минералов тяжелой фракции составляет 1–>10 % на юго-востоке участка из-за стока Оби и Енисея, выносившего до $28,3 \cdot 10^6$ т/год твердого материала (Моря..., 1984). Комплекс аксессуарных минералов в северо-восточной части участка эпидот-чернорудный с гранатом; в северной части — амфибол-чернорудно-эпидотовый. На остальной площади — преимущественно пироксен-эпидот-чернорудный с гранатом, цирконом, сфеном и шпинелью. Состав глинистого вещества каолинит (25–30 %)–хлорит (25–30 %)–гидрослюдястый (50–55 %) при малом содержании монтмориллонита (<5 %). В южной части участка — каолинит (25–30 %)–хлорит (25–30 %)–гидрослюдястый (50–55 %) при <5 % содержании монтмориллонита. В целом осадки сформированы за счет терригенного материала разновозрастных доголоценовых образований, слагающих ближайшие области сноса. Речной сток Оби и Енисея также оказывает значительное влияние на осадконакопление на участке.

Литература

- Белевич А.М., Степанова Г.В. Некоторые закономерности распределения переотложенных диатомовых водорослей в четвертичных отложениях севера Сибири // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология». 1982. С. 67–69.
- Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. СПб.: МПР, ВСЕГЕИ и др. 2004.
- Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоценовых-голоценовых отложений Арктических морей России // Литология и полезные ископаемые. М.: Наука. 2002. № 2. С. 160–171.
- Кошелева В.А. Строение и вещественный состав плейстоценовых и голоценовых отложений Карского моря // Автореферат дис... канд. геол.-мин. наук. ДСП. Л.: ПГО «Севморгеология». 1988. 22 с.
- Куликов Н.Н., Кулешова О.Н., Хитрова Р.М. Стратификация донных отложений Карского моря // Геология моря. Л.: НИИГА. 1974. Вып. 3. С. 42–51.
- Моря Советской Арктики // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Л.: Недра. 1984. 280 с.
- Мусатов Е.Е. Сейсмостратиграфия и картирование неоген-четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга II. СПб. 1992. С. 38–47.
- Никитин Б.А., Ровнин Л.И. Перспективы открытия новых месторождений и залежей газа и нефти на шельфе Карского моря // Геология нефти и газа. 2000. № 5.
- Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н. Терригенно-минералогические провинции пермско-мезозойской толщи севера Центральной Сибири // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. Л.: Изд. НИИГА. 1977. С. 30–39.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА ЮЖНО-РУССКОМ ЛИЦЕНЗИОННОМ УЧАСТКЕ, РАСПОЛОЖЕННОМ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ)

В.А. Кошелева¹, Э.И. Сергеева²

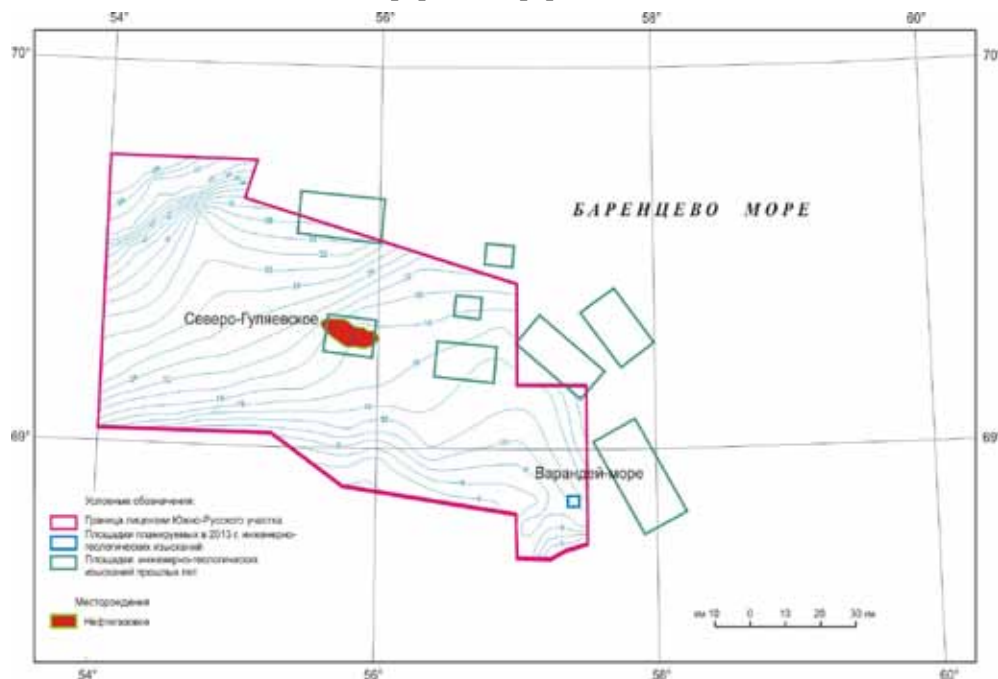
¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов мирового океана, Санкт-Петербург, vkosheleva@bk.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Южно-Русский лицензионный участок расположен в пределах Печорской синеклизы и приурочен к Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (рисунок). В разрезе синеклизы выделены нижний и верхний структурные ярусы. Нижний (доплитный) ярус объединяет все доюрские образования и подразделяется на 4 структурных подъяруса: вендско-кембрийский, ордовикско-нижнедевонский, девонский и верхнедевонско-триасовый. Верхний (плитный) ярус включает юрско-меловые отложения. Структуры фундамента Печорской синеклизы залегают на глубине 6–10 км (Моря..., 1984; Баренцевская шельфовая плита, 1988).

На Южно-Русском участке, в пределах Гуляевского вала, расположено Северо-Гуляевское нефтегазовое месторождение, открытое в 1986 г., с запасами нефти по категориям C₁+C₂ 13 млн т, газа — 52 млрд м³. В разрезе месторождения выявлены нефтяная и газоконденсатная залежи. Первая залегают в верхнепермских песчаниках с прослойками алевролитов и аргиллитов с покрывкой из 40-метровой толщи нижнетриасовых аргиллитов. Газоконденсатная залежь приурочена к мелкокристаллическим пористым средне-верхнекаменноугольным (?)-нижнепермским известнякам с покрывкой из толщи артинско-кунгурских (P₁) алевритистых аргиллитов мощностью до 200 м (Шпилов, Мурзин, 2001). Мощность верхнепалеозойской толщи в Печорском море составляет <1 км (Рябухин, Зинин, 1992).

Кайнозойские отложения представлены неоген-четвертичными отложениями. Палеогеновых пород на шельфе нет. Широко развитая неогеновая толща мощностью до >300 м сложена глинами, алевритами, реже песками и галечниками. Миоцен представлен толщей (70–80 м), сложенной песками и алевритами с обломками углей и древесины; алевритовыми глинами с линзами (до 2 м) известковистых песчаников. Нижний плиоцен (мощностью 24 м) на шельфе сложен глинами, алевритами, супесями и песками, перекрытыми диатомитами. Возраст определен комплексами моллюсков, фораминифер и диатомей, с вид-индексом *Rhizosolenia*



Расположение Южно-Русского лицензионного участка

barboi. Среднеплиоценовые пески и галечники мощностью до 100–120 м выполняют речные долины неогеновой гидросети. Верхнеплиоценовые алевриты с галькой, гравием и валунами, мощностью до 100 м широко развиты. Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовый терригенный комплекс мощностью 30–70 м выделен по комплексу фораминифер с *Elphidiella rolphy*. Четвертичные отложения перекрывают разновозрастные образования. Их подошва, по данным сейсмоакустики, четко прослеживается в виде субгоризонтального горизонта D_2 , срезающего наклонные отражающие площадки мезозойской толщи и локальные врезы, выполненные неогеновыми образованиями. По материалам изучения, четвертичная толща подразделена на три литостратиграфических комплекса — ЛСК (Кошелева, Яшин, 1999). Нижний (Q_I - Q_{III}^{1-2}) и средний (Q_{III}^{2-3}) ЛСК отвечают плейстоценовому этапу развития региона, а верхний объединяет осадки последней трансгрессии моря (Q_{III}^4 -Н1).

Средне-верхнеплейстоценовые отложения залегают на верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых и перекрываются верхнеплейстоценовыми или голоценовыми осадками. Они объединяют темно-серые плотные и полутвердые алевритоглинистые миктиты и глины, имеют плотность (1,9–2,4 г/см³) при низкой влажности (18–33 %) и пластической прочности 0,09–0,98 кг/см². Содержат дресву темных до черных алевритов и аргиллитов преимущественно мезозойского возраста; в кровле иногда фиксируется гравийный горизонт. Часто эти осадки называют «древними глинами». По особенностям состава и прочностным характеристикам они близки отложениям роговской свиты севера европейской части России, формировавшимся в начале среднего плейстоцена.

Микрофауна в данных отложениях представлена мелкими и угнетенными, часто единичными формами арктических шельфовых эврибионтов, способных переносить низкую температуру и значительное опреснение: *Protolophidium clavatum*, *Cassidulina reniforme*, *Protolophidium ustulatum*, *Miliolinella pyriformis*, *Islandiella norerossi* и др. К тому же в осадках присутствуют меловые переотложенные формы микрофауны. Отложения, по данным сейсмоакустики, имеют мощность 20–40 м, иногда до 80 м. По направлению к матерiku они замещаются толщей озерных песков и алевритовых песков с растительным материалом или глинами мощностью до 100 метров. По соотношению породообразующих минералов отложения нижнего ЛСК характеризуются полевошпатово (<50 %)-кварцевым (>50 %) составом, иногда с заметным содержанием (до 16 %) слюдястых минералов. Выход минералов тяжелой фракции составляет в основном <2,0 %. Комплекс акцессорных минералов чернорудно (15–30 %)-эпидотовый (30–45 %) с альмандином (10–20 %) и иногда стрессовыми минералами (кианит, ставролит, силлиманит). Источником граната и черных рудных минералов (до 50 %) являлись породы нижнего мела, развитые в Печорском море, под кайнозойскими образованиями. Песчаники нижнего триаса, подстилающие четвертичный чехол восточнее Южно-Русской площади, содержат до 50–90 минералов группы эпидот-цоизита. Аутигенные минералы представлены гидроксидами железа, пиритом, агрегатными зернами глауконита, железисто-карбонатными агрегатами и карбонатами. Состав глинистого вещества гидрослюдястый, с содержанием (до 15 %) монтмориллонита, хлорита или каолинита (Кошелева, 2002).

Верхнеплейстоценовые отложения (средний ЛСК) приурочены к отрицательным формам рельефа, где залегают на ниже-среднеплейстоценовых и нижеплейстоценовых образованиях с четким резким контактом или без следов размыва. В пределах унаследованно развивающихся положительных структур эти отложения отмечаются фрагментарно, выполняя понижения древнего рельефа. Мощность верхнеплейстоценовых образований изменяется от долей метра до 8–10 м, в северной части Печорского моря может достигать 30 м. По составу и наличию рассеянного обломочного материала они близки образованиям нижнего ЛСК. Отличаются более глинистым составом; часто на порядок меньшей, чем для нижнего ЛСК, пластической прочностью, меньшей объемной плотностью (1,65–1,9 г/см³) и большей (30–40 %) влажностью. Отложения более пластичны и вязки по консистенции: на отдельных положительных формах рельефа в них отмечаются следы промерзания — субвертикальные льдистые прожилки и оскольчатая отдельность (Мельников, Спесивцев, 1995).

В отложениях среднего ЛСК содержится больше микрофауны, чем в нижнем ЛСК, и она более разнообразна. Кроме арктических шельфовых форм, появляются более глубоководные

виды, связанные с охлажденными атлантическими водами. Микрофауна представлена *Retroelfidium clavatum*, *Cassidulina reniforme*, *Melonis barluanus*, *Globogerina quinqueloba*, *G. Glutinata*, *Neogloboquadrina* и др. В осадках присутствует также планктонный комплекс фораминифер, изменяющийся вверх по разрезу от субполярного до бореального. Терригенная составляющая представлена кварцем (75–80 %), полевыми шпатами (10–15 %), иногда кальцитом (до 3 %), акцессорными и аутигенными минералами (до 7 %), а также обломками пород. Выход тяжелой фракции изменяется от 0,5 до 3,01 %. В отложениях встречаются прослои с аутигенными минералами: пиритом, сидеритом, гидроксидами железа или железисто-карбонатными агрегатами. Комплекс акцессорных минералов амфибол-гранат-эпидот-чернорудный с титанистыми минералами, цирконом и шпинелью. Осадки содержат обломки кремнистых пород, кислых эффузивов, микрокварцитов и изредка вулканического стекла (Кошелева, 2002).

Верхний ЛСК объединяет осадки последней трансгрессии моря, начавшейся в конце позднего плейстоцена. Осадки маломощным, иногда прерывистым чехлом залегают на размытой поверхности подстилающих отложений. Они распространены на плоских равнинных подводных площадях, во впадинах, ложбинах и желобах (преимущественно плейстоценовых осадков), на возвышенных участках дна моря, на банках, вблизи берегов. Верхняя часть верхнеплейстоценовых отложений (пачка глин мощностью сантиметры – первые метры) развита прерывисто и выполняет в основном понижения рельефа. Она представлена серыми и голубовато-серыми алевритистыми (<20 %) глинами и глинами, слегка уплотненными (1,5–1,7 г/см³), пластичными. Глины маслянистые. Для них характерно присутствие гидротроилита, трубочек полихет и отсутствие обломочного материала. В желобах и впадинах глины ленточные, иногда их подошва маркируется гравийно-галечным прослоем. Наряду с двустворками в пачке встречается микрофауна: *Cassidulina terets*, *Nonionellina labradorica*, *Melonis barleeanus* и др. С голоценовыми осадками пачка глин связана постепенными фаціальными переходами. Голоценовые осадки завершают разрез четвертичной толщи. Они сформированы в результате послеледниковой трансгрессии моря и представлены разнотекстурными осадками с частыми фаціальными переходами, с включением трубочек полихет, раковинного детрита и сажистыми примазками гидротроилита. Повсеместны фораминиферы шельфового арктического комплекса: *Retroelfidium clavatum*, *Globogerina pachyderma*, *Cassidulina laevigata*, *Miliolinella bucculenta* и др. Встречается теплолюбивая фауна: *Nucula tenuis*, *Yoldiella lucida*, *Pecten aratus*; бореальная и арктическая: *Mya truncata*, *Pandora glacialis*, *Astarte borealis* и др. виды. Верхние 15–20 см разреза сложены окисленными коричневатыми полужидкими (плотность <1,5 г/см³, влажность >50 %) осадками, сменяющимися вниз по разрезу серыми мягкими отложениями (плотность <1,5–1,6 г/см³, влажность >50 %). На мелководье и на банках осадки песчаные (>83 % песка) с включениями гравийно-галечного материала и раковинного детрита. Эти пески (79–92,8 %) содержат 2–20,4 % алеврита и 2–12 % глины. В мелководной части участка преобладают псаммито-алевритовые образования, во внешней части — глинистые. Мощность голоценовых отложений на участке изменяется от нескольких сантиметров до >10 м. В депрессиях и подводном продолжении береговых аккумулятивных форм она может достигать 50 м. По составу породообразующих минералов голоценовые осадки полевошпатово (25–35 %)-кварцевые (>35 %). Выход минералов тяжелой фракции составляет 1–5 %, в основном 0,3–1,2 %. Максимальный выход приурочен к осадкам, содержащим заметное количество пирита, марказита или сидерита. Основными минералами тяжелой фракции являются черные рудные минералы, эпидот-цоизиты, гранаты, реже амфиболы. В осадках присутствуют в незначительном количестве пироксены, чаще моноклинные, апатит, турмалин, ставролит, силлиманит и слюды. Эпизодически встречается эгирин, ортит, монацит, хлоритоиды, шпинель, оливин, андалузит.

Литература

- Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра. 1988. 263 с.
 Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. СПб.: МПР, ВСЕГЕИ и др. 2004.
 Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1999. 286 с.

Кошелева В.А. Особенности вещественного состава неоплейстоценовых-голоценовых отложений Арктических морей России // Литология и полезные ископаемые. М.: Наука. 2002. № 2. С. 160–171.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. 1995. 197 с.

Моря Советской Арктики // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Л.: Недра. 1984. 280 с.

Рябухин Г.Е., Зинин В.А. Перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений шельфа арктических морей России // Геология нефти и газа. 1992. № 7.

Шипилов Э.В., Мурзин Р.Р. Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. 2001. № 4. С. 6–19.

ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ ВАСЮГАНСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ КЕРНА (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Г.Г. Кравченко

*Томский научный исследовательский и проектный институт нефти и газа, Томск,
KravchenkoGG@nipineft.tomsk.ru*

Васюганский горизонт, включающий в себя васюганскую и науанскую свиты, является одним из основных продуктивных горизонтов юго-восточной части Западной Сибири, в связи с чем его строение изучалось большим числом геологов и научных коллективов. Однако, несмотря на достаточно хорошую его изученность, в практике работ по геологическому моделированию нередко возникают противоречия между имеющимися теоретическими моделями и вновь поступающим фактическим материалом. Ниже будут освещены некоторые проблемные моменты, касающиеся строения васюганского горизонта, выявленные автором в ходе изучения большого количества кернового материала скважин Томской области и ХМАО (Широтное Приобье), находящегося в кернохранилище ОАО «ТомскНИПИнефть». В последнее время востребованность литолого-фациальных исследований керна существенно выросла. Создаваемые в институте концептуальные седиментологические модели являются неотъемлемой частью проектных документов по подсчёту запасов и постоянно действующих геологических моделей.

Традиционно при корреляции отложений в качестве реперов используются выдержанные пласты аргиллитов, углей или песчаников. Обычно для выделения продуктивной части васюганского горизонта используется кровля аргиллитов нижневасюганской подсвиты и подошва георгиевской свиты, ограничивающие его, соответственно, снизу и сверху (Решение..., 2004). Определение верхней границы васюганского горизонта как по скважинному каротажу, так и по керну сложности не представляет ввиду резко отличающихся свойств перекрывающих его отложений. Поэтому особое значение принимает вопрос о поиске надёжных реперов в подошве васюганского горизонта, а также внутри него. Упомянутые выше в качестве реперов песчаники и угли по объективным причинам обладают приемлемой протяжённостью лишь при работах в масштабах структур I-го порядка, что ограничивает их применение обычно несколькими месторождениями. Прослеживаемость аргиллитов нижневасюганской подсвиты по латерали существенно больше, но и они образуют постепенные переходы в другие литологические разности (рис. 1). Например, нижневасюганская подсвита теряет свои свойства репера задолго до приближения к границе Пурпейско-Васюганского и Сильгинского фациальных районов (рис. 1А–Д).

Неизбежность перехода глинистых осадков в песчаные и, наоборот, при пересечении береговой линии («инверсии» состава) также была обоснована теоретически и подкреплена фактическим материалом в работах Бейзеля А.Л. (2009). Учёт данного обстоятельства при построении региональных схем корреляции вынуждает искать другие реперные границы, по возможности независимые от литологии разреза и его положения на схеме структурно-

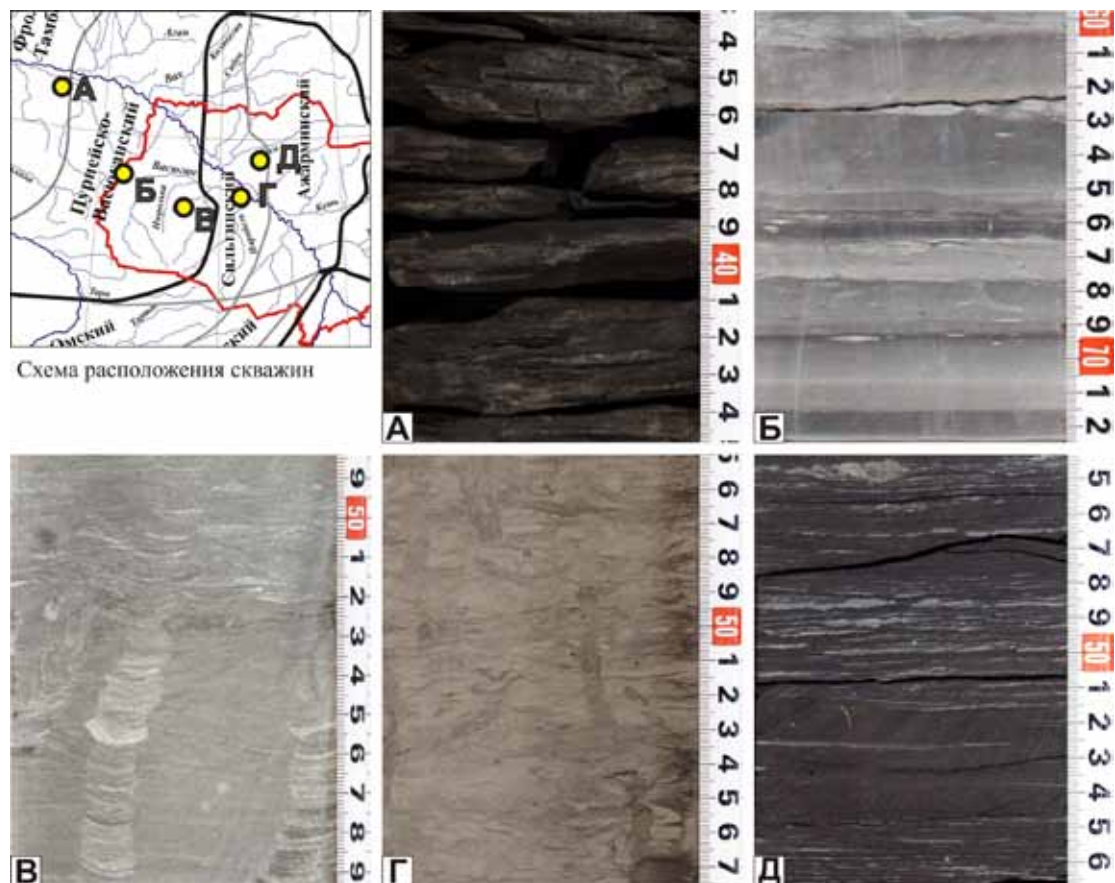


Рис. 1. Изменение облика наиболее мористых отложений, образованных в ходе келловейской трансгрессии, в направлении от моря к берегу. Буквами обозначены (согласно схеме): А — аргиллит, абалакская свита; Б — аргиллит с градационными прослоями алевролита и песчаника, нижневасюганская подсвита; В — песчаник глинисто-алевритовый биотурбированный, фация дистальной части устьевого бара; Г — переслаивание песчаника и аргиллита алевролитистого, фация ватга; Д — уголь глинистый с тонкими прослоями алевро-песчаника, фация приморского болота

фациального районирования территории. Наиболее результативным в этом отношении оказался методический подход, требующий обязательного изучения цикличности: «...цикличность без углубленного фациального анализа – лишь формальный, механический приём. Анализ фаций без цикличности – как вышивка без канвы – лишён направляющего стержня» — Жемчужников Ю.А., 1947 (Алексеев, 2003). Принципы изучения цикличности изложены, в частности, в работах Карогодина Ю.Н. (1980).

Автор придерживается мнения, выраженного в работах Алексеева В.П. (2003), что при изучении нефтегазоносных толщ наибольшей адекватностью обладают результаты, полученные с использованием именно генетической концепции. Преобладающий на практике структурно-вещественный подход обычно сводится к выделению простых «треугольных» циклов на основе гранулометрии типа «песчаник-глина», не несущих какого-либо генетического или стратиграфического значения. Это обстоятельство увеличивает риск принципиальных ошибок при изучении сложнопостроенных разрезов, тем не менее, в практике геологических работ нумерация пластов в большинстве случаев проводится механически сверху вниз.

В настоящее время установлено, что на территории Западной Сибири в средней и поздней юре происходило два крупных трансгрессивных события, имеющих региональный масштаб (Атлас..., 1976). Это морские трансгрессии келловей и позднего оксфорда – кимериджа, нашедшие отражение в образовании глинистых осадков нижневасюганской подсвиты и георгиевской свиты, соответственно. Значительный практический интерес представляет вопрос об определении в разрезах нижних границ этих двух крупных трансгрессивных циклов.

Базальным горизонтом келловейской трансгрессии обычно считается подошва первого под нижнеवासюганскими аргиллитами песчаного пласта Ю₂⁰ — т.н. «пахомовская пачка». Совпадение подошвы Ю₂⁰ с началом трансгрессивного цикла характерно для западных районов Томской области, когда песчаные осадки внутреннего шельфа, образующие Ю₂⁰, залегают на преимущественно глинистых пойменных осадках тюменской свиты (малышевский горизонт) с размывом. В других районах, как правило, не происходит резкой смены фациальных обстановок в начале трансгрессии и на континентальных отложениях могут залежать латерально близкие им осадки приливно-отливной полосы побережья (ватты, марши, лагуны) мощностью в первые метры. Лишь последующее продвижение трансгрессии приводило к значительному удалению береговой линии и накоплению песчаников маркирующего пласта Ю₂⁰. Указанное обстоятельство нередко приводит к тому, что легко определяемая по каротажу подошва Ю₂⁰ как отметка начала трансгрессивного цикла на самом деле таковой не является. Ошибка в определении важного реперного горизонта — начала келловейской трансгрессии может достигать нескольких метров (рис. 2). Ещё более усложняется ситуация в центральных (например, Пудинском мегавале) и восточных районах, где происходит фациальный переход пласта Ю₂⁰ в более глинистые разности приливно отливной зоны и, как следствие, выклинивание этого песчаного пласта из разреза. Это может существенно затруднить определение границы начала келловейской трансгрессии по каротажным данным, но в то же время по керновым данным трансгрессия находит отчётливое отражение в появлении признаков мористости. Так, в результате анализа цикличности по керну установлено, что, например, на одном месторождении Усть-Тымской впадины мощность васюганского горизонта может существенно сокращаться. Наименьшая его мощность в одной из скважин составляет всего 6,5 м, при этом разрез почти полностью сложен углем приморских болот. Результаты по керну подтверждаются данными палинологического анализа, согласно которым непосредственно под углем обнаружены батские споро-пыльцевые комплексы (Чеснокова, 1989).

В результате последующей регрессии море уходит, и на большей части района исследований постепенно устанавливается континентальный режим. С регрессивным этапом

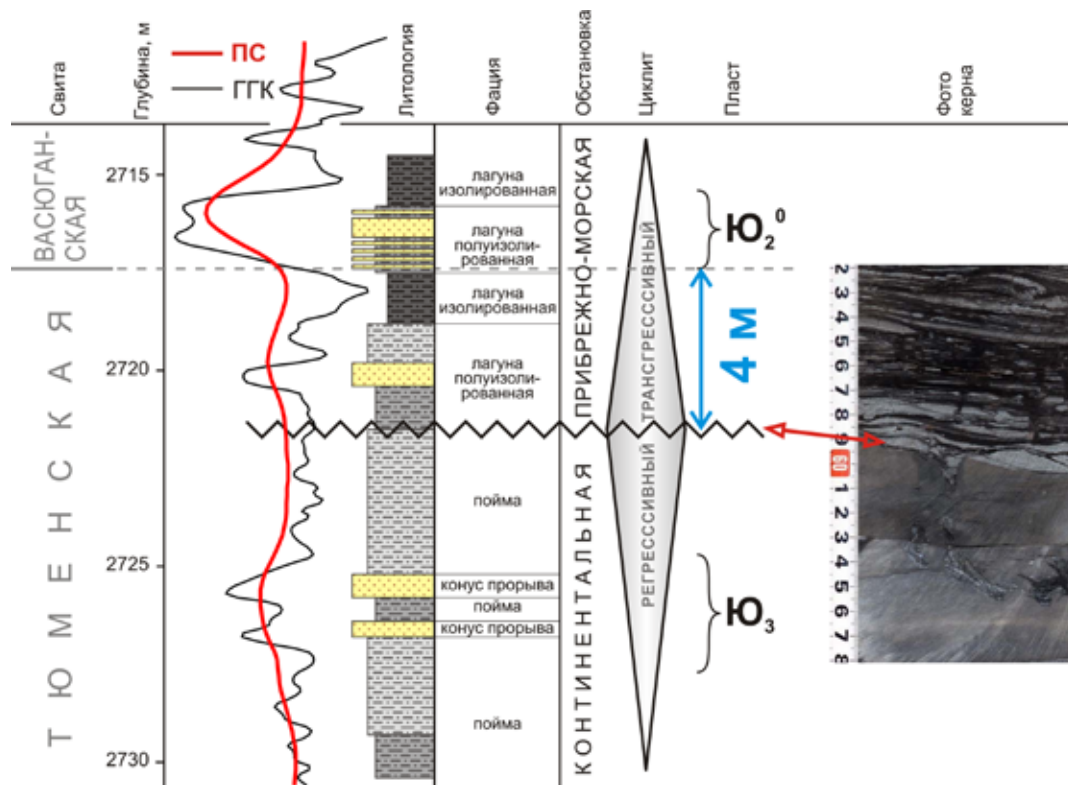


Рис. 2. Фрагмент литологической колонки скважины востока Каймысовского свода. Показано расхождение (4 м) между границей циклита по керну и стратиграфической границей, определённой по скважинному каротажу

развития территории связано формирование подугольной толщи и накопление песчаных пластов $Ю_1^3$ и $Ю_1^4$, корреляция которых обычно проблем не вызывает, за исключением наунакского или переходного типа разрезов. По керновым данным, подугольная толща совместно с межугольной образует единый непрерывный цикл регрессивной направленности, осложнённый 3 или 4 регрессивно-трансгрессивными циклами более мелкого порядка.

Начавшаяся в позднем оксфорде новая более обширная трансгрессия привела к частичному размыву подстилающих отложений. В большинстве случаев трансгрессивному этапу развития территории соответствует надугольная толща, включающая в себя один или два песчаных пласта мощностью в первые метры, индексируемые как $Ю_1^1$ и $Ю_1^2$. Они сложены интенсивно биотурбированным песчаником, часто содержащим многочисленные включения морской фауны. Косвенным признаком начала трансгрессивного цикла является резко увеличенная по сравнению с подстилающими отложениями степень биотурбации, что может быть объяснено дефицитом обломочного материала из-за удаления источников сноса, приводящему к относительному увеличению роли ихнофоссилий в формировании текстуры осадка.

Пласты $Ю_1^1$ и $Ю_1^2$ с отчётливым размывом залегают на углях или аргиллитах, реже русловых песчаниках, образованных в обстановке аллювиальной озёрно-болотной равнины или субаэральной части приливно-отливной полосы (рис. 3А). Нередко встречаются разрезы, например, на Пудинском мегавале, где морская (надугольная) толща не развита и осадки подошвы трансгрессивного цикла начинаются с глинисто-песчаной барабинской пачки (пласты $Ю_1^0$,

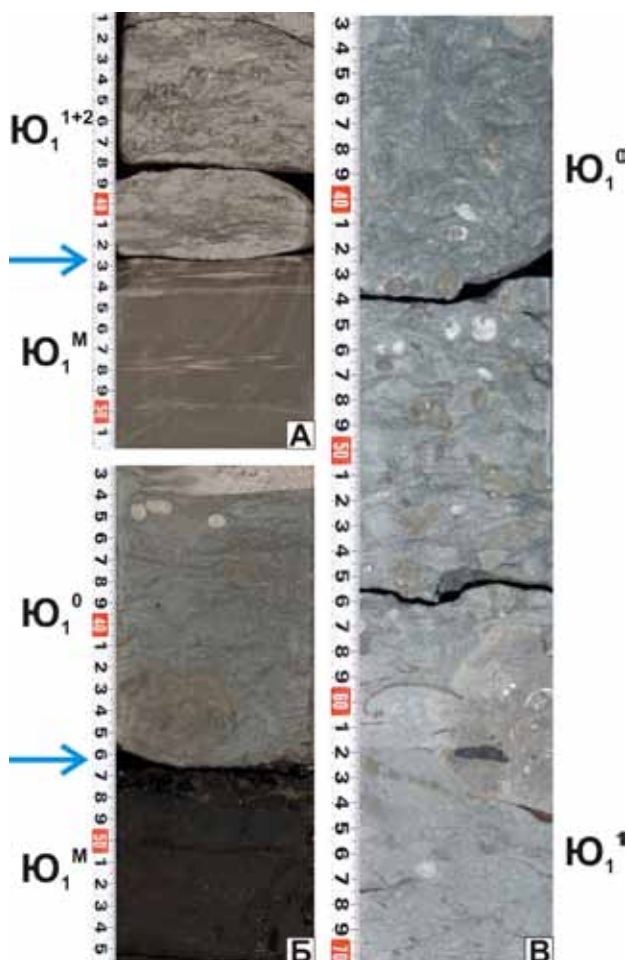


Рис. 3. Примеры границ между циклами: А — эрозионная, начало георгиевской трансгрессии совпадает с подошвой $Ю_1^{1+2}$; Б — эрозионная, начало георгиевской трансгрессии совпадает с подошвой барабинской пачки ($Ю_1^0$); В — согласная, переход от $Ю_1^1$ к $Ю_1^0$ постепенный, размыва не происходит

рис. 3Б). Определить генезис отложений, подстилающих барабинскую пачку, без керновых данных, только по скважинному каротажу, часто бывает проблематично. Поэтому при выделении пластов по составу, без учёта цикличности их строения, нередко возникает путаница, когда пласты с одними и теми же индексами даже на близкорасположенных месторождениях могут иметь принципиально различное происхождение, которое не может быть реалистично объяснено. Построенные по таким данным фациальные карты будут ошибочны и при прогнозе залежей дадут заведомо недостоверный результат.

В тех разрезах, где надугольная толща присутствует, по керну многочисленных скважин установлено, что она и перекрывающая её барабинская пачка представляют собой единое в генетическом отношении тело (рис. 3В). Размыва между ними, как это обычно принято считать, не происходит, и барабинская пачка не может рассматриваться в качестве базального горизонта, за исключением некоторых районов, где отсутствуют пласты $Ю_1^1$ и $Ю_1^2$ в нынешней индексации. Специфический облик барабинской пачки обусловлен тем, что она является результатом существенного выравнивания морской поверхности в условиях значительного удаления источников сноса. Пачка представляет собой типичный случай т.н.

«конденсированного разреза», сформировавшегося в обстановке «голодающего шельфа», когда прекращается поставка кластического материала вследствие быстрого некомпенсированного подъема уровня моря (Барабоскин, 2009).

На данном этапе изучения керна можно с уверенностью заключить, что надугольная толща, а точнее сопоставимый с ней (как правило, но не всегда!) трансгрессивный цикл, представляет собой образование, резко отличающееся по генезису от нижележащих толщ, в частности, меж- и подугольной, и должно рассматриваться отдельно (рис. 4). Выходом из создавшегося положения нам видится принятие предложенной Карогодиным Ю.Н. модели верхнеюрского нефтегазонасного комплекса, согласно которой надугольная толща выделяется из состава васюганского горизонта в отдельный георгиевско-сиговский литмостратон: «это базальные пласты георгиевской трансгрессии (ГС1-3) с неверной (дезориентирующей) индексацией (Ю_1^1 и Ю_1^2) васюганской свиты» (Карогодин, Храмов, 2011).

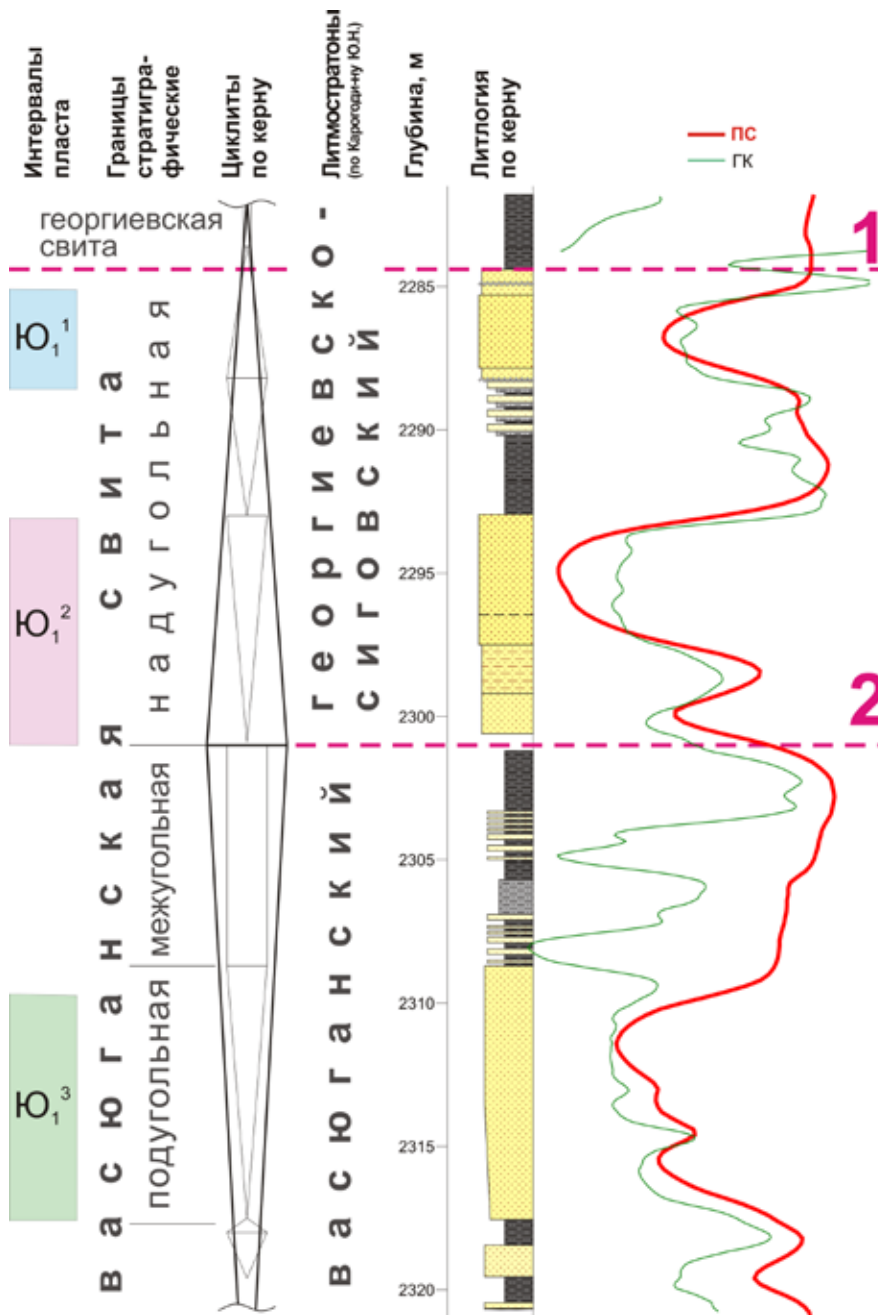


Рис. 4. Пример расхождения реперных границ, используемых при расчленении разрезов (на примере скважины Александровского мегавала). Цифрами обозначены: 1 — общепринятая стратиграфическая граница, 2 — предлагаемая по результатам анализа цикличности разреза по керну

Таким образом, в результате литолого-фациального анализа обширного кернового материала выявлено, что на территории района исследований наблюдаются общие закономерности строения васюганского горизонта. Они проявлены в существовании двух циклитов, слагающих васюганский горизонт и иногда захватывающих верхи малышевского. Нижний — трансгрессивно-регрессивный — слагает основную по мощности часть васюганского горизонта, верхний — трансгрессивный, генетически связанный с залегающей выше георгиевским и баженовским горизонтами и, в частности, с барабинской пачкой. Циклиты осложнены циклами более мелкого порядка.

Можно констатировать, что игнорирование факта существования в составе васюганского горизонта двух генетически различных толщ-циклитов, когда пласты нумеруются просто сверху вниз или от какого-либо репера (угля) без анализа особенностей его происхождения, приводит к хаосу в индексации пластов. Напротив, обязательный учёт цикличности при изучении продуктивных пластов решает проблему с их достоверной корреляцией.

Литература

Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ: учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине «Литология». Екатеринбург: изд-во УГГГА. 2003. 147 с.

Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины: [М-б 1:5000000]. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1976. 1 л.

Барбошкин Е.Ю. Конденсированные разрезы: терминология, типы, условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2009. № 3. С. 13–20.

Бейзель А.Л. Аналоги континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах (на примере юры Западной Сибири) // Литосфера. 2009. № 1. С. 103–108.

Каргодин Ю.Н., Храмов М.Ф. Базальные слои юры Западной Сибири — стратиграфическое и геологическое значение (системно-литологический аспект) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб.: ООО изд-во «ЛЕМА». 2011. С. 91–94.

Каргодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: «Недра». 1980. 242 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск. 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2004. 114 с.

Чеснокова В.С. Корреляция разнофациальных отложений верхней юры // Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. Сб. науч. трудов. Новосибирск: СНИИГГиМС. 1989. С. 138–144.

КОНЦЕНТРАЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕСИ БЕЛОГО МОРЯ

М.Д. Кравчишина, А.П. Лисицын, А.А. Клювиткин, А.С. Филиппов,
А.Н. Новигатский, Н.В. Политова, О.М. Дара, В.П. Шевченко

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

ВВЕДЕНИЕ

Взвесь (рассеянное осадочное биоминеральное вещество) — главный источник донных осадков и индикатор осадочных процессов, в связи с чем представляет огромный интерес для литологов (Система..., 2013). В морях Российской Арктики и Субарктики, к которой относится Белое море, они изучены слабо.

Цель работы — исследование пространственно-временной изменчивости концентрации взвеси и ее вещественно-генетического состава в Белом море для получения новых знаний об условиях седиментации в арктической природной зоне, что важно для намеченного расширения работ в Арктике.

Решались следующие задачи: 1) обобщение данных по концентрации взвеси в поверхностном слое и в водной толще за 12 лет исследований в Белом море; 2) изучение

вещественно-генетического состава взвешенных частиц (гранулометрического, минерального, а также химического — индикаторов источника материала); 3) установление источников морской взвеси; 4) выявление закономерностей пространственно-временной изменчивости концентрации и состава взвеси.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования послужили 3500 проб взвеси, отобранных в водной толще Белого моря в ходе 20 экспедиций 2000–2012 гг. в период открытой воды (большая часть в июле – августе). Массовую концентрацию взвеси определяли стандартным методом фильтрации под вакуумом 0,4 атм с помощью мембранных ядерных фильтров (\varnothing 47 мм, \varnothing пор 0,45 мкм). Численную, объемную концентрацию и гранулометрический состав (2–60 мкм) взвеси изучали с помощью счетчика Коултера модификации Multisizer 3. Горизонты отбора проб выбирали на основе данных гидрооптического и гидрофизического зондирования. Оценивали влияние гидрологических условий на формирование экстремумов концентрации взвеси. Изучен ее химический состав, взвешенный и растворенный сток рек водосбора, проведены исследования морского фито- и бактериопланктона (Ильяш и др., 2011; Система..., 2012, 2013).

Для анализа пространственных распределений концентрации взвеси и их сезонных и межгодовых изменений использовались данные спутникового сканера цвета MODIS-Aqua (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Были отобраны 195 пар одновременных измерений коэффициента яркости моря и концентрации взвеси за 2003–2010 гг. с мая по сентябрь, и на этой основе получено уравнение регрессии для расчета концентрации взвеси по спутниковым данным (Burenkov et al., 2011).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Численная концентрация биогенных и терригенных частиц взвеси (2–60 мкм) в беломорской воде составляет в среднем 25 млн частиц/л, тогда как в Карском море — 12, в Баренцевом море — 7–8, а в Атлантическом океане — 5–6 млн частиц/л (Кравчишина, 2009).

Массовая концентрация взвеси (за пределами маргинальных фильтров рек) летом составляет 1,0 мг/л, что, по данным авторов, в 3–4 раза превышает аналогичное значение для Баренцева и в 2 раза для Карского моря. Колебания средних значений год от года незначительны: от 0,5 до 1,1 мг/л. Повышенные концентрации взвеси (>1 мг/л) приурочены к устьевым областям рек и локализуются, как правило, в сравнительно узкой (обычно до 20 км) прибрежной полосе (особенно близ устьев рек) (рисунок а, б).

Объемная концентрация взвеси в Белом море изменяется от 0,2 до 5 мм³/л и составляет в среднем ~1 мм³/л. Наиболее высокие значения (≥ 5 мм³/л) наблюдались в куту Двинского залива. Здесь же обнаружена высокая численность микроорганизмов: до 558 тыс. кл/мл.

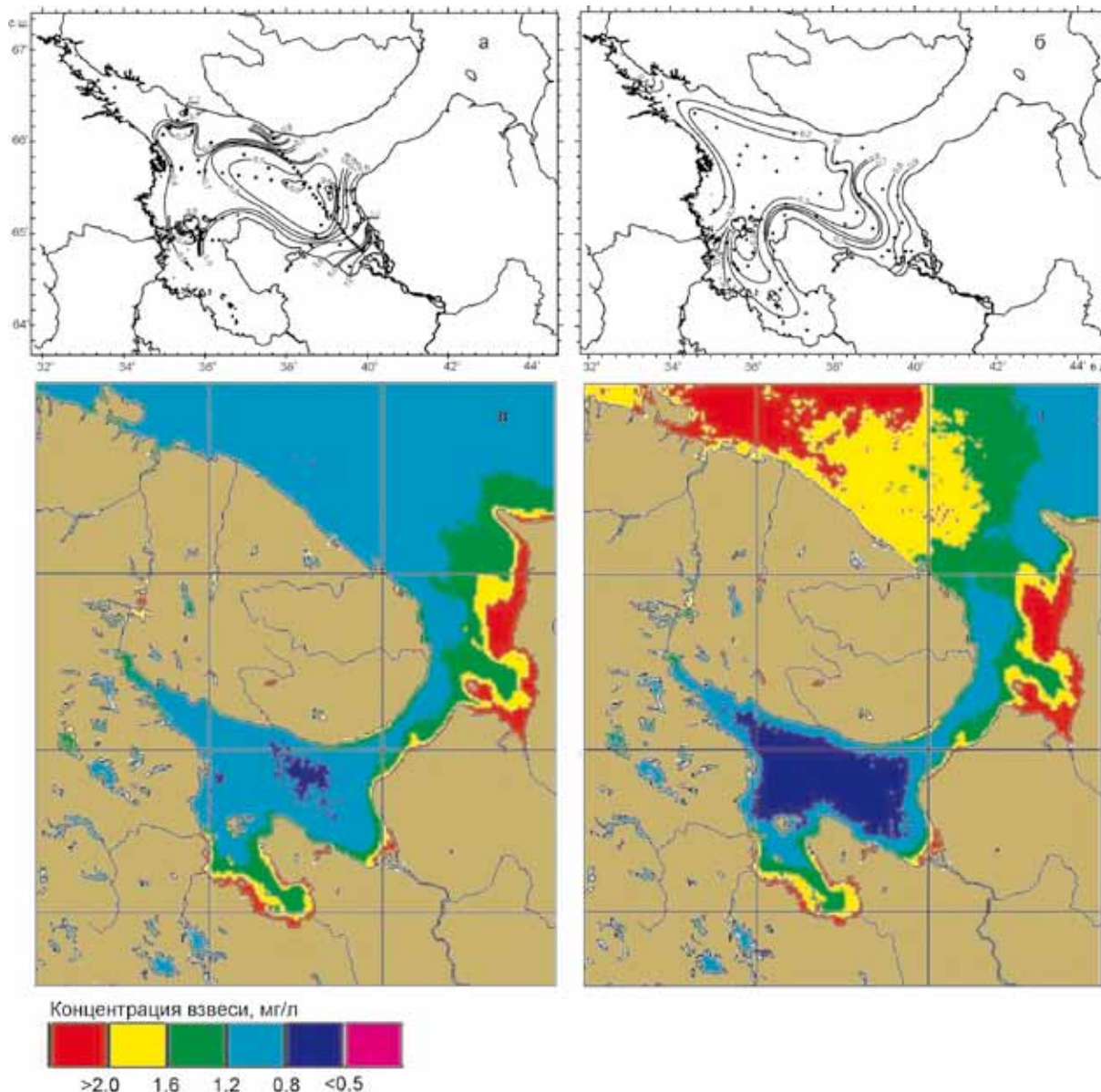
Спутниковые (расчетные) данные массовой концентрации взвеси. Цветные карты среднемесячных распределений концентрации взвеси представлены в электронном атласе (<http://optics.ocean.ru>). На рисунке в, г дан пример среднемесячного распределения (июнь, август).

Натурные измерения — «точечные» в пространстве и «мгновенные» во времени — могут испытывать более сильные вариации, чем спутниковые данные, осредненные по площади (2×2 км) и во времени (сутки – месяц – год). Анализ сезонных и межгодовых изменений концентрации взвеси, рассчитанных по спутниковым данным, позволил выявить характерные особенности этих изменений в рассматриваемый период (Лисицын и др., 2013).

Наибольшая *изменчивость среднегодовых концентраций взвеси* наблюдается в Двинском, Онежском, Мезенском заливах, а также в восточной части Горла, то есть в акваториях моря, подверженных речному стоку. Относительные различия между среднегодовыми значениями в разные годы не превышают 18 %. Минимальное среднегодовое значение концентрации для всего моря наблюдалось в 2007 г. (год наименьшей ледовитости в Арктике).

Сезонная изменчивость сильнее выражена в Онежском и Двинском заливах, а наименее — в Кандалакшском заливе (отсутствие значительного влияния речного твердого стока (Лукашин и др., 2003)) и Бассейне; низкие концентрации отмечаются в июле – августе, высокие — в мае, а также нередко в сентябре.

В целом пространственно-временные колебания концентрации взвеси прямо (минеральные частицы с водосбора) и косвенно («цветение» диатомовых, вызванное поставкой биогенных элементов) обусловлены речным стоком.



Примеры распределения массовой концентрации взвеси (мг/л) в поверхностных водах Белого моря по данным натурных измерений методом мембранной фильтрации (а, б) и по данным спутникового сканера цвета MODIS-Aqua, осредненным за 8 лет наблюдений с 2003 по 2010 гг. (в, г): а — в июне 2003 г., 57-й рейс НИС «Иван Петров»; б — в августе 2001 г., 49-й рейс НИС «Профессор Штокман»; в — среднемесячное распределение в июне; г — среднемесячное распределение в августе

В маргинальных фильтрах рек распределение взвеси во многом определяется положением изохалин: с ростом солёности происходит снижение концентрации взвеси по экспоненте, а ее потери достигают 79 % (Кравчишина, Лисицын, 2011; Система..., 2013).

Изучение динамики взвеси в зависимости от приливного цикла на суточных станциях с применением акустического доплеровского измерителя течений показало: 1) в прилив концентрация взвеси уменьшается, а в отлив, соответственно, увеличивается; 2) колебания концентраций обнаружены во всей водной толще не только в прибрежной зоне, но и на удаленной акватории моря (условно до 100-метровой изобаты); 3) в поверхностном слое концентрация изменяется в 1,5 и более раз в зависимости от глубины моря.

Температурная и плотностная стратификация водной толщи и, как следствие, *стратификация взвеси* наиболее выражены в Бассейне, Кандалакшском и Двинском заливах. В этих районах наблюдается двух- (на мелководье или при отсутствии нефелоидного слоя), а чаще трехслойная вертикальная структура.

Плотностная деформация вертикальной структуры водной толщи летом образует так называемое «жидкое дно», где скапливается значительная часть взвеси (обычно на глубине 10–20 м). Под *слоем пикноклина* концентрация взвеси уменьшается в 3–4 раза.

Мощность *нефелоидного слоя* характеризуется пространственно-временной изменчивостью и варьирует от нескольких метров до первых десятков метров (в среднем 10–20 м). Концентрации взвеси в нефелоидном слое Белого моря (до 5 мг/л в мелководном районе) близки к ее значениям в нефелоидном слое Баренцева моря. Однако мутность и мощность этих слоев обычно значительно ниже, чем в морях Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском.

Удельная площадь поверхности взвеси в Белом море колеблется от 4000 до 13 000 см²/мл. Взвешенное вещество обладает развитой поверхностью (особенно в областях маргинальных фильтров рек) и, соответственно, высокой сорбционной емкостью частиц. Развитая поверхность взвеси может также указывать на более высокую биогеохимическую активность ее частиц. Оценено влияние пелитовой фракции на обилие бактерий в разных частях моря в летний период (Кравчишина и др., 2008).

Гранулометрический состав взвеси. В среднем взвесь состоит на 70–80 % из пелитовых фракций мельче 10 мкм, то есть на долю алевритовых и песчаных фракций приходится всего 20–30 %. Содержание преобладающей фракции 2–5 мкм менее 50 % указывает на то, что взвесь Белого моря преимущественно пелитовая полидисперсная. Частицы не проходят в водной толще полную механическую (по удельному весу) и биологическую сепарацию.

Для исследования *минерального состава* взвешенного вещества был применен метод рентгеновской порошковой дифрактометрии (Кравчишина, Дара, 2013). Доля глинистых минералов во взвеси составляет от 40 % и выше. Это означает, что кристаллическая фаза взвешенных частиц почти наполовину состоит из глинистых минералов. Среди них первостепенная роль принадлежит иллиту (35–57 % от суммы глин во фракции <0,01 мм). Высокое содержание иллита обнаруживается как в пелитовой, так и в субколлоидной фракциях взвеси. В сравнительно больших количествах присутствует смектит (8–30 %), который обладает наибольшей дисперсностью и тяготеет к субколлоидной (<0,001 мм) фракции. Содержание хлорита и каолинита колеблется от 15 до 27 %. Схожий состав глинистых минералов взвеси характерен и для других арктических морей России (Карское, Лаптевых), подверженных влиянию крупных равнинных рек, пересекающих несколько природных зон.

Тонкодисперсная обломочная часть минералов присутствует во взвеси повсеместно: как в прибрежных, так и в открытых частях моря. Среди них кварц и полевые шпаты создают основной фон (до 50 %). Мельчайшие обломки этих минералов достигают открытых районов моря, обогащая в процессе седиментации пелитовую фракцию илов. Это подтверждает, что в динамической системе Белого моря взвесь не проходит полную механическую сепарацию.

Химические элементы и компоненты — индикаторы вещественно-генетического состава взвеси. Для вод Белого моря характерна выраженная сезонность в распределении ряда химических элементов и компонентов (Si, Al, P, C_{орг} и др.) — индикаторов биогенного и литогенного состава взвешенного вещества. С удалением от источников терригенного стока на большей части акватории моря происходит одновременное уменьшение массы взвеси, ее площади поверхности и содержания в ней пелитовой фракции и, наоборот, увеличение содержания алевритовой фракции и доли органической компоненты во взвеси. Взвешенная форма C_{орг} имеет, как правило, автохтонную природу. Содержание C_{орг} в основном зависит от состава и распределения первичных продуцентов — фитопланктона.

Хлорофилл «а» и его производные можно рассматривать как маркеры лабильной формы C_{орг} в толще воды и донных осадках, где эти пигменты характеризуют вклад именно фитопланктона, а не других источников органики (Stephens et al., 1997). Сезонные колебания концентрации хлорофилла «а» в Белом море схожи с сезонными изменениями концентрации взвеси (Кравчишина и др., 2013). Обнаружена положительная корреляция между концентрациями хлорофилла «а» и взвеси, а также между концентрациями хлорофилла «а» и органического вещества. Установленные взаимосвязи обусловлены прежде всего тем, что эти параметры определяются одним и тем же фактором, а именно речным стоком, который выносит как взвесь, так и биогенные элементы.

Максимальные значения хлорофилла «а» летом регистрируются на глубинах 0–5 м и реже на более глубоких горизонтах. Основная масса органического вещества создается фитопланктоном в процессе фотосинтеза в относительно узком десятиметровом поверхностном слое — это один из наиболее биогеохимически активных слоев водной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение концентрации взвеси в Белом море подчиняется четырем законам зональности Безрукова – Лисицына (климатическая, тектоническая, вертикальная и циркумконтинентальная) и контролируется положением гидрологических фронтов (структурные, соленосные, эстуарные и др.).

Установлены основные источники взвеси в Белом море: минеральные частицы речного генезиса и морской фитопланктон. В первую очередь это взвешенный материал, поставляемый с водосбора с речным стоком (наиболее интенсивен в мае) и поступающий вследствие таяния снежно-ледяного покрова (обычно в апреле). Обилие фитопланктона обусловлено сочетанием многих абиотических факторов, в том числе связано с поставкой биогенных элементов с речным стоком и таянием льда. Местные гидрологические условия способствуют формированию локальных максимумов и минимумов концентрации взвеси.

Межгодовая изменчивость концентрации взвеси в Белом море невелика, и, по нашим многолетним расчетным данным, не выходит за пределы 18 %, и статистически незначима. Установлена взаимосвязь между динамикой среднегодовых концентраций взвеси Белого моря и стокового Двинского течения.

Потепление климата в регионе вызвало уменьшение пресноводного притока в море и увеличило испарение (Белое море..., 2007). Новая оценка годового твердого стока Северной Двины (0,81 млн т.), полученная В.В. Гордеевым с соавторами (Система..., 2012), в несколько раз ниже установленных ранее. Можно предположить, что сезонные и межгодовые колебания концентрации взвеси могли уменьшиться в период относительного потепления в Арктике. Прямые сопоставления пока не проводились из-за отсутствия аналогичных оценок концентрации взвеси для других арктических морей и для Белого моря до 2003 г.

Вещественный состав взвеси и донных осадков из одних и тех же районов моря обычно сильно различен. Формирование состава донных осадков после осаждения взвеси на дно только начинается. На геохимическом барьере вода – осадок бывшие взвешенные частицы, как правило, формируют жидкий флокулированный слой — наиллок — переходный слой между двумя типами осадочных тел: рассеянным осадочным взвешенным веществом и собственно уплотненным верхним слоем донных осадков. Здесь происходят основные процессы «превращения» взвеси в осадок, который в дальнейшем подвергается процессам диагенеза, а также биотурбации, взмучиванию, переотложению и др. В работе А.Ю. Леин с соавторами (2011) впервые показано, что именно биогеохимические процессы с участием микроорганизмов ответственны за преобразование органического вещества взвеси в органическое вещество осадка на начальном этапе осадкообразования.

Литература

Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 52–74.

Ильяш Л.В., Радченко И.Г., Кузнецов Л.Л. и др. Пространственная вариабельность состава, обилия и продукции фитопланктона Белого моря в конце лета // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 1. С. 24–32.

Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир. 2009. 263 с.

Кравчишина М.Д., Буренков В.И., Копелевич О.В. и др. Новые данные о пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла «а» в Белом море // *Доклады АН*. 2013. Т. 448. № 3. С. 342–348.

Кравчишина М.Д., Дара О.М. Минеральный состав взвеси Белого моря // *Океанология*. 2013. В печати.

Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 1. С. 94–109.

Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф. и др. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 6. С. 900–917.

- Леин А.Ю., Беляев Н.А., Кравчишина М.Д. и др. Изотопные маркеры трансформации органического вещества на геохимическом барьере вода – осадок // ДАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 228–232.
- Лисицын А.П., Кравчишина М.Д., Копелевич О.В. и др. Пространственно-временная изменчивость концентрации взвеси в деятельном слое Белого моря // ДАН. 2013. В печати.
- Лукашин В.Н., Кособокова К.Н., Шевченко В.П. и др. // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 237–253.
- Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир. 2012. 784 с.
- Система Белого моря. Т. III. М.: Научный мир. 2013. В печати.
- Burenkov V.I., Vazyulya S.V., Kopelevich O.V., Shebertov S.V. // Proceedings VI International Conference «Current problems in optics of natural waters». S.-Peterburg: Nauka. 2011. P. 143–146.
- Stephens M.P., Kadko D.C., Smith C.R., Latasa M. Chlorophyll «a» and pheopigments as tracers of labile organic carbon at the central equatorial Pacific seafloor // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 21. P. 4605–4619.

СТРАТИГРАФИЯ И ВОЗРАСТ САПРОПЕЛЕЙ В ОЗЕРАХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.К. Кривоногов, Г.А. Леонова, А.Е. Мальцев, В.А. Бобров

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
s_krivanogov@mail.ru*

На Западносибирской равнине имеется более 3 миллионов озер, и большая их часть расположена в гумидной зоне избыточного увлажнения и высокой биологической продуктивности. В них накапливается большое количество органического вещества, и в основном формируются толщи сапропеля. Сапропелевые озера являются конечными резервуарами, в которых происходит раннедиагенетическое преобразование мертвой органики на ее пути к низкомолекулярным формам — нефти и газу.

В 1970–80-е годы была проведена геологическая съемка и разведка торфяных и сапропелевых месторождений юга Западной Сибири. Органическое вещество оценивалось как сельскохозяйственное удобрение. Вопросы формирования залежей и их геологической истории не рассматривались. В академических исследованиях Западной Сибири в основном обращалось внимание на болота, которые являются основным хранилищем органического углерода (Bleuten and Lapshina, 2001; Vogren et al., 2004). Однако в болотах диагенетические процессы идут слабее и процесс гумификации вещества замедлен. Озера исследовались в меньшей степени в связи с палеоклиматическими проблемами и преимущественно в сопредельных областях (Andreev et al., 2004; Безрукова и др., 2008; Shichi et al., 2009; Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2010; Скляр и др., 2010; Bazarova et al., 2011). Ранее на Западносибирской равнине было исследовано лишь несколько озер (Смирнова, Шнитников, 1982; Blyakharchuk, 2003) и два озера на Алтае (Blyakharchuk et al., 2004, 2007).

Наши исследования озер Западной Сибири начались в 2000-х годах и значительно расширились в последнее время в связи с усилением биогеохимической проблематики (Бобров и др., 2005, 2012; Казанский и др., 2007; Krivanogov et al., 2005, 2012a, b; Леонова и др., 2011). Изучено около десяти озер; из них пять с сапропелевыми донными отложениями (рисунок). Донные отложения изучаются по кернам с ненарушенной структурой осадка, получаемым пробоотборником поршневого типа. Применяемая вибрационная технология бурения позволяет вскрыть всю толщу озерных отложений и войти в подстилающие породы. Полученные керны изучаются комплексом седиментологических, палеонтологических, геофизических и геохимических методов для извлечения информации об общих изменениях окружающей среды, климата, увлажненности территорий и локальных изменениях экосистем, уровня озер, биоты, геохимических процессов.

Накопленный материал позволяет сделать первые обобщения по строению и условиям формирования сапропелевых озер юга Западной Сибири. Большинство изученных озер (таблица) имеет двучленное строение осадочной толщи: коричневый торф, торфянистый



Карта фактического материала. Положение исследованных озер

сапропель в нижней части и зеленоватый макрофитно-планктоногенный сапропель в верхней части. Таким образом, данные озера развивались в два этапа. Они образовывались как заболоченные низины и лишь позднее становились озерами. На первом этапе основными источниками для формирования отложений были водные, прибрежно-водные и болотные макрофиты, давшие довольно грубое по степени разложения органическое вещество. На втором этапе источниками вещества были водные макрофиты, и фито-, и зоопланктон самих озер. На начальных стадиях формирования озера во многих озерах накапливался слой торфянистого сапропеля, обогащенный раковинами моллюсков и остракод. Он, по-видимому, отражает кратковременную фазу мелководного эвтрофного водоема.

Датирование озерных отложений радиоуглеродным методом показывает, что три из четырех изученных озер образовались в среднем голоцене 6,0–6,7 тыс. лет назад (т.л.н.). Голоцен является эпохой повышенного увлажнения, и тут возникает закономерный вопрос: почему впадины, находящиеся на разных элементах рельефа и в разных природно-климатических условиях, в первую половину голоцена оставались сухими? Аналогично развивалось озеро Чаны, которое, согласно полученным нами новым датам, стало болотистым займищем около 6 и превратилось в озеро около 5 т.л.н. Вместе с тем существуют озера, образование которых произошло в начале голоцена. Так, болотный этап оз. Кирек (таблица) начался 10,7 т.л.н., а в оз. Ложка органо-минеральное осадконакопление началось 10,5 т.л.н.

Переход от болотного к озерному этапам в исследованных озерах (таблица) происходил в разное время. Это означает, что развитие их экосистем происходило индивидуально и, следовательно, мало зависело от глобальных климатических процессов.

Время образования и основных этапов развития сапропелевых озер юга Западной Сибири

| Озеро | Координаты скважин, dd | Глубина воды, м | Мощность осадков, м | Время образования, калиб. т.л.н. | Возраст границы болото/озеро, калиб. т.л.н. |
|----------------|------------------------------|-----------------|---------------------|----------------------------------|---|
| Белое | 55.3876 с.ш. 82.697 в.д. | 1.1 | 1.45 | 6.0 | 3.4 |
| Минзелинское | 55.53 с.ш. 83.2342 в.д. | 0.5 | 4.5 | 6.7 | 4.8 |
| Большие Тороки | 55.3935 с.ш. 80.6186 в.д. | 0.5 | 1.8 | 6.6 | 6.1 |
| Кирек | 55.54 с.ш. 83.23 в.д. | 7.0 | 5.0 | 10.7 | 10.0 |

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00392, 11-05-00655, офи-м-2011 № 11-05-12038), Междисциплинарного интеграционного проекта № 125.

Литература

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 248–253.

Бобров В.А., Леонова Г.А., Кривоногов С.К., Маликов Ю.И. Геохимическая характеристика современного состояния оз. Белое (Колыванский район Новосибирской области) // Шестое Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу. Материалы совещания. Томск. 2005. С. 317–321.

Бобров В.А., Федорин М.А., Леонова Г.А., Маркова Ю.Н., Орлова Л.А., Кривоногов С.К. Исследование элементного состава образцов сапропеля озера Кирек (Западная Сибирь) методом РФА СИ // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2012. № 5. С. 90–96.

Казанский А.Ю., Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Молодин В.И., Матасова Г.Г., Чемякина М.А., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кулагина Н.В. Реконструкция среды обитания древнего человека для комплекса археологических памятников у озера Большая Ложка // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий, том XIII. Новосибирск: издательство ИАиЭ СО РАН. 2007. С. 249–254.

Леонова Г.А., Бобров В.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 115–131.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // ДАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 668–674.

Смирнова, Н.П., Шнитников А.В. (Ред.) Пульсирующее озеро Чаны. Л.: Наука. 1982. 304 с.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2004. V. 122. P. 69–84.

Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. Holocene lake sedimentation in the steppe zone of southeastern Transbaikalia (exemplified by the sediments of Lake Zun-Soktui) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. P. 333–342.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 296. P. 185–198.

Bleuten W., Lapshina E.D. (Eds.) Carbon storage and atmospheric exchange by West Siberian peatlands. Utrecht: Utrecht University Press. 2001.

Blyakharchuk T.A. Four new pollen sections tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // The Holocene. 2003. V. 13 (5). P. 715–731.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia. 2004. P. 209, 259–279.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. P. 518–534.

Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia // Quaternary Research 61. V. 61. P. 42–51.

Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Safonova I.Yu., Ignatova N.V. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012a. P. 331–332, 177–193.

Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., Kazansky A.Yu., Klimin M.A., Bobrov V.A., Safonova I. Yu., Phedorin M.A., Bortnikova S.B. An abrupt ecosystem change in Lake Beloye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012b. P. 331–332, 194–206.

Krivonogov S., Takahara H., Bobrov V., Bortnikov S., Ignatova N., Kazansky A., Khazin L., Khazina I., Klimin M., Phedorin M., Preis Yu., Sakai H., Yamamuro M. Multiproxy paleoenvironmental study of the Beloe Lake, Novosibirsk, Western Siberia // Proceedings of the 4th International Symposium on Terrestrial Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas. December. 6–10 2005. Gyeongju, Korea. P. 66–69.

Shichi K., Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Kashiwaya K., Takehara A., Nakamura T. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region // Quaternary International. 2009. V. 205 (1–2). P. 98–110.

Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // Climate of the Past. 2009. V. 5. P. 285–295.

ПЕРКОЛЯЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ.

Г.А. Кринари¹, Ю.Ш. Рахматулина²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Georgy.Krinari@kpfu.ru

²Институт экологии и недропользования при АН РТ, Казань, naked4@yandex.ru

При установлении этапов процессов эпигенеза по литологическим и минералогическим данным чаще всего априорно принимается, что все параметры системы, как и облик минералов, включая малые примеси, на ограниченном участке пласта постоянны. Мы хотим показать, что такой подход не является универсальным. Генетическая роль акцессориев в осадочных породах очевидна, но обычно исследуют лишь их обломочную компоненту. Возможности методов современной дифрактометрии позволяют фиксировать аутигенные или трансформированные фазы, несущие важную информацию о постседиментационных процессах, при концентрациях менее 0,1 %. Такая информация особенно нужна при установлении механизмов биохимического (биокосного по Вернадскому) взаимодействия минерального скелета пород с микрофлорой пласта, которые всегда реализуются в нефтеносных толщах. При этом за счёт разложения всех полевых шпатов возникает ряд минералов, совершенно не свойственных обычным осадочным породам и содержащих алюминий в октаэдрах. К ним относятся гидроокислы: гиббсит, бёмит, баерит, требующиеся для образования кислой среды, как и основные карбонаты — скарброит, или сульфаты из группы алюминита, устойчивые при $pH > 7,8$. В продуктивных карбонатных коллекторах Татарстана мы часто наблюдаем совместное присутствие этих фаз, а в песчаниках фиксируется также алузит и минералы Fe^{3+} — гётит, акаганеит, ярозит вместе с пиритом — фазой Fe^{2+} (рис. 1). В гомогенных изолированных системах так быть не может. Объяснением служит частичная разгерметизация пласта, возможно, неоднократная, сопровождаемая перемещением флюидов при участии как элизионных, так и инфильтрационных вод, иногда сопровождаемая окремнением пород. Индикатором первых служит появление целестина и

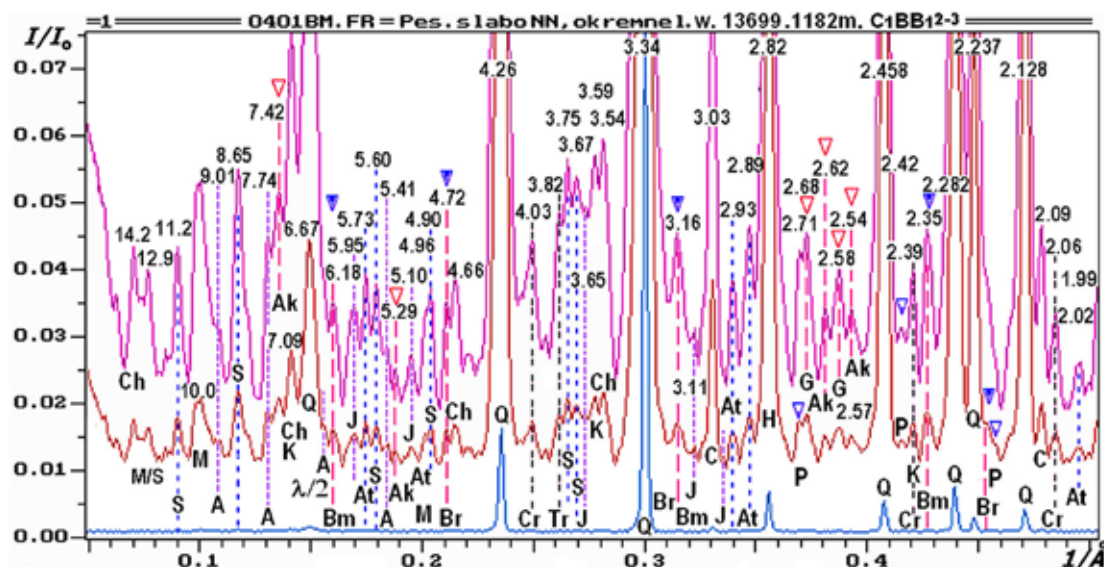


Рис. 1. Спектр дифракции обводнённого песчаника. Обозначения рефлексов: Q — кварц, С — кальцит, М — слюда, Ch — хлорит, К — каолинит, Cr, Tr — опал. Индикаторы инфильтрационных вод: S — скарброит, А — алюминит, At — алузит, J — ярозит; G — гётит; элизионных вод: Br — баерит, Vm — бёмит, Ak — акаганеит. Se — смектит этиленгликоль, P — пирит, M/S — смешанослойная слюда/судоит

акаганеита, вторых — наличие основных карбонатов и сульфатов вплоть до появления гипса (Крибари и др., 2013).

Следовательно, в содержащих нефть породах состав и особенности структуры минералов не могут априорно приниматься как индикаторы условий, которые характеризуют объём пор целиком, и автоматически переноситься на весь пласт. Прежде всего, это касается глинистой составляющей, структура которой наиболее чутко реагирует на изменения параметров среды. Обычно структуру смешанослойных фаз выявляют методом фитинга, в котором теоретическим спектрам 00L дифракции глинистых минералов подбирают параметры, при которых они близки экспериментальным для различных обработок препарата и обменных катионов (Sakharov et al., 1999; Солотчина, 2009). Фитинг основан на формализме цепей Маркова, где вероятностные параметры любой последовательности слоёв однородны и характеризуются единой величиной статистической дисперсии. Условия полностью выполняются для объектов, возникающих при катагенезе в закрытых системах, где условия среды постоянны и термодинамически стабильны, что не является универсальным для любых пород. Обратная трансформация вторичных слюд, включая и фазы иллит-сметтит, сопровождается за счёт возникших механических напряжений диспергированием и частичным выносом продуктов из зоны реакции (Крибари и др., 2011). Тогда статистическая однородность у смешанослойных фаз нарушается, частично превращая дисперсную фракцию в механическую смесь глинистых минералов, гетерогенных по структуре и генезису. При изучении обратной трансформации фитинг не будет вполне корректным, так как её конечный итог зависит как от скорости деградации, так и от скорости удаления новых фаз, что требует разработки иных подходов в изучении кинетики процессов трансформации.

Предложен метод разностных спектров, в котором дифракционные кривые воздушного сухого препарата и насыщенного этиленгликолем образца нормируются по рефлексу $\approx 7\text{Å}$ фаз без разбухающих пакетов, и второй вычитается из первого (Рахматулина и др., 2012). Такой разностный спектр не содержит вклада в дифракцию от слюды, каолинита и хлорита, почти не зависит от состава самих 2:1 слоёв и аппаратурной функции и более полно отражает структуру фаз с межслоевыми промежутками типа смектита, которые часто создают не более 8–15 % от интенсивности исходного спектра. Основная часть разностного спектра представляет прямую линию. Высоту этой «нулевой линии» по отношению к оси ординат, обозначаемую как L_z , для интервала 0,05–0,15 $1/\text{Å}$ задаёт соотношение интенсивностей в двух экстремальных точках: d_{\min} и d_{\max} . Их положение и значение L_z определяется долей в объекте компонент слюды (pM), смектита (pS), и толщин пакетов смектита, содержащих или $1H_2O$ или $2H_2O$. Задача в данном случае облегчается тем, что не требует оценки вероятности чередования слоёв с различными межслоевыми промежутками, как и количественных отношений наблюдаемых фаз, поскольку в ходе процесса структурный облик глинистой составляющей может постоянно меняться. Вполне достаточно фиксировать факт появления или исчезновения минеральных фаз, которые можно интерпретировать как индикаторы определённых этапов трансформации. Их облик формируют комбинации пакетов разной толщины, отвечающей базальным межплоскостным расстояниям d_{00L} слюды 10 Å , смектита с одной сеткой воды ($1H_2O$) 12,4 Å , смектита с двумя сетками воды ($2H_2O$) 14,4 Å и смектита, насыщенного этиленгликолем 16,8 Å . Приведённые значения d_{001} смектита характеризуют преобладание одновалентных или двухвалентных обменных катионов, соответственно. Их состав будет отражать величину слоевого заряда, поскольку при обратной трансформации, кроме удаления K^{1+} , необходимо его снижение за счёт частичной замены Si^{4+} тетраэдров на Al^{3+} . Оба процесса может реализовать только микрофлора пласта (Крибари и др., 2011), и её метаболиты также должны присутствовать в межслоевом пространстве. Ими может быть только растворимая в воде органика, способная менять толщину пакета смектита, поэтому значения d_{001} для $1H_2O$ и $2H_2O$ можно принимать как граничные.

При типичном составе 2:1 слоёв и факторов ближнего порядка $R=0; 1; 2; 3$ рассчитаны теоретические «разностные спектры» системы иллит-сметтит во всём диапазоне концентраций компоненты слюды (pM) и смектита (pS) с сетками $1H_2O$ и $2H_2O$. Построены зависимости всех структурных параметров от pM , в данном сообщении в диапазоне $0,7 < pM \leq 0,95$. По значению экспериментального локального минимума d_{\min} (E) определяется pM , по которому выбирается теоретический разностный спектр с параметрами, более близкими экспериментальному d_{\max} (K).

Высота L_z служит дополнительным моделируемым параметром спектра. Можно показать, что при $0,95 > pM > 0,7$ в диапазоне $14,5-8,0 \text{ \AA}$ теоретический разностный спектр может иметь лишь два экстремума: d_{\min} и d_{\max} , но для разностных спектров от природных объектов они иногда расщепляются на несколько локальных, часть которых объясняется только присутствием фаз с $R > 0$. При этом значения $d_{\max} E$ точно попадают на кривую $d_{\min} f(pM)$ для $1H_2O$ либо $2H_2O$. При $R=0$ положение $d_{\max} E$ локализуется между кривыми $d_{\min} f(pM)$ для $1H_2O$ и $d_{\min} f(pM)$ для $2H_2O$.

Появление фаз с $R > 0$ объясняет различия механизмов формирования вторичных слюд. Ранее была показана возможность реализации двух процессов перехода структур смектитов во вторичные слюды. Первый задаёт физическая необходимость удаления воды из межслоевых промежутков при резкой смене величины или знака Eh за счёт изменения типа биоценозов в слабо консолидированном осадке. Процесс начинается при диагенезе и не требует повышенных температур. В итоге возникает неупорядоченное наложение слюдяных блоков, в которых 13L сетки политипов $2M_1$ и $1M$ создают трёхмерно упорядоченную структуру (Кринари и др., 2008). По границам между блоками сохраняются лабильные (смектитовые) пакеты. Их число будет уменьшаться в ходе погружения, сопровождаясь ростом pM и образованием смешанослойных фаз с $R=0$ и разным числом сеток H_2O в лабильном пространстве между слоями. Но уже на самой начальной стадии технологического обводнения, когда оно ещё не фиксируется данными ГИС, в глинистой компоненте продуктивного коллектора возникает обратная трансформация с расщеплением частиц вторичных слюд по границам отдельных блоков, что приводит к контакту новых, способных к набуханию межслоевых промежутков с не менее чем тремя слоями слюды. Образуются упорядочено смешанослойные фазы иллит-смектит с фактором ближнего порядка $R=3$. Наиболее простым критерием диагностики этого явления служит увеличение амплитуды рефлекса вблизи 10 \AA на спектре от насыщенного этиленгликолем препарата по отношению к спектру воздушно сухого объекта, поскольку здесь при насыщении этиленгликолем рефлекс от смешанослойной фазы смещается не к $8,4 \text{ \AA}$ (002 смектита) а к $9,35 \text{ \AA}$ — 005 от сверхпериода $46,8 \text{ \AA}$. (Рахматулина и др., 2012). Но аналогичный эффект могут, в принципе, вызывать и фазы с $R=1$ или $R=2$, образующиеся на глубинах более $2,5 \text{ км}$. В продуктивном девоне Татарстана их появление маловероятно, в отличие от нижних нефтеносных горизонтов Западной Сибири.

Показано (Рахматулина и др., 2012), что при реализации технологий обводнения в одном образце керна обычно присутствуют фазы с $R=3$ и разным числом сеток H_2O , хотя образование структур с $2H_2O$ требует существенно больших затрат энергии, чем для $1H_2O$. Объяснением служит эффект перколяции (Hunt et al., 2009), когда при двухфазной фильтрации в коллекторе возникают локальные, не связанные между собой участки, в которых реализуются различные уровни дегградации вторичных слюд. Но аналогичные эффекты могут проявляться и в любых иных объектах, где по разным причинам происходят изменения параметров насыщающих вод.

На рис. 2а приведён разностный спектр аргиллита из зоны, где при закачке в пласт Д0 произошло аварийное смятие колонны на уровне региональной покрывки за счёт огромных механических напряжений, возникающих при появлении затрубной циркуляции от внедрения сеток H_2O в межслоевое пространство вторичных слюд (Кринари и др., 2011). Там же указан спектр аналогичного аргиллита вне зоны аварии с экстремумами, положение которых отвечает единой структуре с $pM=90 \%$, $R=0$, $1H_2O$ (образец Му38). Очевидно, движение пресных вод по вторичным трещинам создавало в объёме породы локальные участки с различным катионным составом и иными параметрами, что привело к образованию фаз с $R=3$, содержащих либо $1H_2O$, либо $2H_2O$. Одновременно для фазы с $R=0$ происходил рост содержания компоненты смектита.

Второй механизм требует повышения PT параметров и реализуется путём роста винтовых дислокаций. В процесс вовлекаются как отдельные последовательности из слоёв слюд, так и 3D блоки, что снижает эффект 3D смешанослойности. Наличие лабильных промежутков блокирует дальнейший рост винтовых спиралей. За пределами дислокационных кристаллов продолжается трансформация смешанослойных фаз вплоть до появления структур с $R=1$ и $R=2$, что вполне согласуется с предложенным ранее механизмом их формирования (Дриц и др., 1976). Система отвечает устойчивому состоянию, когда её состав ограничен присутствием слюдяных блоков, частично сохранивших 3D упорядоченность, и смешанослойной фазой $R=1$ с $pM=0,5$ или $R=2$ с $pM=0,75$. Но при сочленении таких последовательностей с малыми блоками вторичных слюд

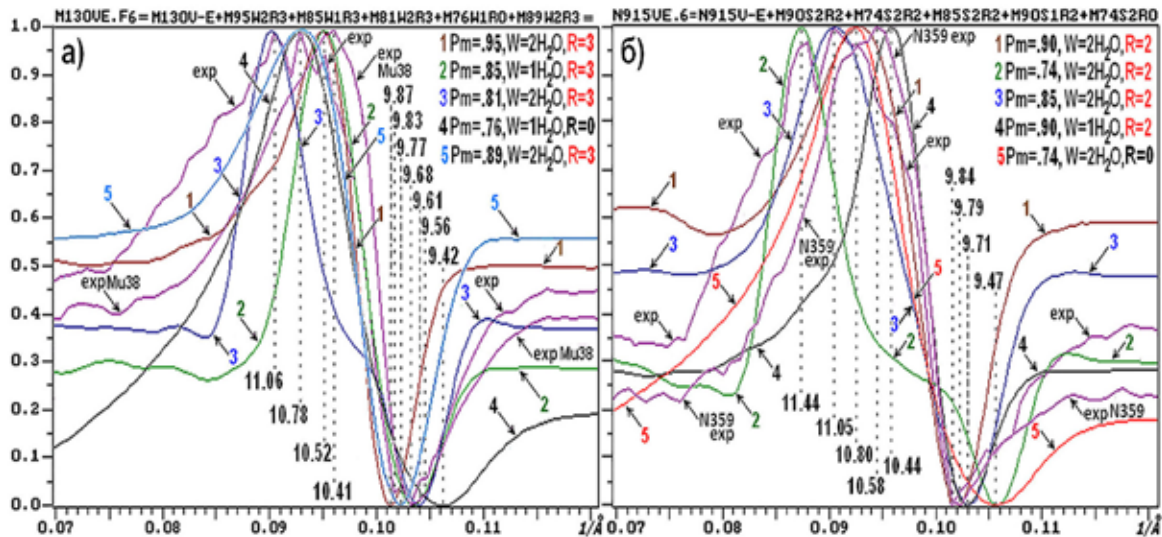


Рис. 2. Разностные спектры, а): exp — покрытия из зоны аварии, exp Mu38 — покрытия вне зоны аварии; б): exp — нефтеносного эксплуатируемого песчаника зоны апокатагенеза, exp N359 — без вероятности наложенных явлений; структура найденных фаз: Pm — доля слюд, R — фактор ближнего порядка; пунктир — экспериментальное положение экстремумов, штрих-пунктир — положения экстремумов расчётной модели

могут возникать фазы с $pM \gg 0,5$ или с $pM \gg 0,75$, соответственно. Образование структур с $R=1$ или $R=2$ задаётся диапазоном параметров среды, что снижает вероятность их совместного присутствия, не исключая его полностью. На рис. 2б приведён разностный спектр глинистой фракции продуктивного песчаника, разрабатываемого без применения заводнения, скважина 2061 Нивгальская, глубина 2985 м. Фиксируются фазы $R=2$ с $1H_2O$, так и с $2H_2O$. При высоком содержании компоненты слюды сверхпериодные отражения на спектрах 00L дифракции могут не проявляться. Чем вызвано усложнение структурного облика глинистой компоненты пока не вполне понятно. Скорее всего, имело место природное или техногенное перемещение флюидов по коллектору, что вело к появлению локальных поровых объёмов с разными геохимическими параметрами, составом обменных катионов и активностью биоты, обеспечивающей систему дополнительной, по сравнению со структурами $R=1$, концентрацией активного Al^{3+} , который необходим для образования фаз с $R=2$. На рисунок наложен разностный спектр от образца N359, взятого с глубины 2991 м из разведочной скважины 200 р до начала любого воздействия на пласт. Положение его экстремумов отвечает структуре с $pM=92\%$, $R=1$ и $2H_2O$ (обр. N359).

При реализации технологий заводнения коллекторов, содержащих фазы с $R=1$ или $R=2$, как и для продуктивных песчаников девона, появляются структуры с высокой долей лабильных пакетов, как и фазы с $R=3$. Последние могут служить индикаторами самого начала обводнения (Рахматулина и др., 2012) на разных этапах эпигенеза, если не возникает перекристаллизации всех вторичных слюд. Присутствие тосудита и ректорита не исключает появления фазы с $R=3$. Во всех случаях структуры с $R=1, 2$ или 3 содержат либо только одну, либо две сетки H_2O .

Из сказанного следует, что нарушение геохимических и гидродинамических равновесий в проницаемых породах может возникать много чаще, чем это допускалось ранее, возможно, и не только в нефтеносных толщах. Блокирование некоторых систем поровых каналов, проводящих воду, должно создавать и различия в локализации новообразованных частиц минералов, в том числе наноблоков слюд, которое вызвано деградацией с участием биоты (Крибари и др., 2011).

Литература

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Крибари Г.А., Ескина Г.М., Кольчугин А.Н., Королев Э.А., Морозов В.П. История и механизмы формирования залежей нефти в карбонатных породах по минералого-литологическим данным // Литосфера. 2013. № 1.

Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Трёхмерная структура вторичных слюд осадочных пород: особенности и механизмы формирования // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 4. С. 524–529.

Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Обратная трансформация вторичных слюд осадочных пород: механизмы и приложения // Доклады РАН. 2011 Т. 436. № 5. С. 1–7.

Рахматулина Ю.Ш., Кринари Г.А. Выявление начальных стадий обводнения продуктивных коллекторов по изменениям структуры вторичных слюд // Георесурсы. 2012. № 2 (44). С. 35–39.

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Акад. Изд-во «Гео». 2009. 234 с.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Driets V.A. Determination of Illite-Smectite structures using multispecimen x-ray diffraction profile fitting // Clays & Clay Minerals. 1999. V. 47. № 5. P. 555–566.

Hunt A., Ewing R. Percolation Theory for Flow in Porous Media. Lecture Notes Physics 771. Berlin Heidelberg: Springer. 2009. 320 p.

ФОНОВЫЕ И АНОМАЛЬНЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ И СТРАТИФОРМНЫХ РУДАХ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО РИФЕЯ

М.Т. Крупенин¹, С.Г. Ковалёв²

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, krupenin@igg.uran.ru*

²*Институт геологии УфНЦ РАН, Уфа*

Типовой разрез рифея вмещает крупнейшие стратиформные месторождения карбонатов железа (сидеритов Бакала и анкеритов Авзянской и Зигазино-комаровской групп), магнезия (кристаллических магнезитов Южно-Уральской провинции), промышленные месторождения полиметаллов и барита (Кужинское, Верхнеаршинское и др.), а также флюорита (Суранское). Условия образования этих уникальных объектов до сих пор являются предметом дискуссии, поскольку содержат как признаки приуроченности к определенным стратиграфическим горизонтам, так и эпигенетической формы выделения. С целью установления природы и закономерностей миграции рудных растворов в терригенно-карбонатных толщах нижнего и среднего рифея и разработки геохимических критериев прогноза оруденения выполнено сравнение фоновых и аномальных концентраций микроэлементов (МЭ) в карбонатных породах и рудах методом ICP-MS.

Материал для исследования: вмещающие известняки и доломиты авзянской свиты среднего рифея (юрматиния) из различных районов Башкирского мегантиклинория, анкериты Зигазино-Комаровского района, доломиты и магнезиты Катав-Ивановской, Семибратской и Белорецкой групп, доломиты кужинской толщи (рассматриваемой большинством геологов как стратиграфический аналог авзянской свиты, сформированный в особой фациальной обстановке), вмещающие барит-полиметаллическое оруденение и проявления магнезитов. Карбонатные породы нижнего рифея (бурзяния) представлены известняками и доломитами саткинской, суранской и бакальской свит, магнезитами Саткинского, Бакальского и Исмакаевского месторождений, а также бакальскими сидеритами и анкеритами. По геологическим и минералогическим данным установлено, что все карбонатные руды (магнезиты, сидериты и анкериты) являются результатом крупномасштабного метасоматического замещения, реже гнездово-жильного гидротермального выполнения, проявившегося после литификации вмещающих известняков (иногда доломитов). Вопрос о первичности доломитов всегда остается незакрытым: вероятно, по ряду изотопно-геохимических признаков можно различать диагенетические доломиты и катагенетические доломиты, связанные с процессами метасоматоза при повышенных температурах и давлениях (Крупенин, Кузнецов, 2009). Как правило, метасоматические и гидротермальные образования характеризуются повышенной чистотой от терригенной примеси по сравнению с вмещающими карбонатными породами, что отражается и в характере распределения МЭ. Всего в коллекции рассмотрено более 230 проб, в том числе для нижнего рифея — 151, для среднего — 81; всего известняков — 20, доломитов — 87, магнезитов — 94, анкеритов — 6, сидеритов — 25. Отмечено, что в целом

карбонатные образования бурзiania содержат менее терригенной примеси по сравнению с юрматинием. Наиболее глинистыми оказались доломиты кужинской свиты из юго-западных разрезов Башкирского мегантиклинория, содержащие 5–15 % SiO_2 , 2–4 % Al_2O_3 . Кроме того, в отложениях авзянской свиты юрматиния менее развиты известняки по сравнению с разрезами карбонатных свит бурзiania.

Методы: петрохимический, термический и рентгеноструктурный анализы для подтверждения минерального состава и оценки роли терригенной примеси в карбонатной матрице были выполнены в ИГГ УрО РАН, там же частично проведены микрозондовые исследования и ICP-MS (ELAN-9000) на широкий спектр МЭ (62 элементам, концентрации многих из которых находятся ниже уровня обнаружения). Значительный объем измерений методом ICP-MS (ELAN-500) был выполнен в 90-х гг. в GFZ (Потсдам, ФРГ), где исследовалось 24 МЭ, в том числе Rb, Sr, Zr, Cs, Ba, Y и REE, Pb, Th, U, которые, как правило, присутствуют в значимых для данного метода концентрациях.

В качестве фоновых нами рассмотрены средние значения МЭ в известняках различных свит: суранской, саткинской, бакальской бурзiania и авзянской юрматиния, всего 21 проба. Доломиты, в силу неочевидности их раннедиагенетического происхождения, как фоновые не учитывались, за исключением особого случая — карагайского горизонта саткинской свиты, где получены изотопно-геохимические признаки раннедиагенетической природы вмещающих доломитов (Крупенин и др., 2011)

Сравнение с региональным фоном по средним значениям для доломитов бакальской свиты показало 10-кратное снижение в них стронция и бария, в магнетитах — Rb, Sr, LLn и Hf, в сидеритах — Sr и Ba, при этом в 2–3 раза повышены концентрации HLn, что вполне объяснимо кристаллохимическими причинами (минералогический контроль). Заметного обогащения какими-либо МЭ в рудных карбонатах не происходит. В суранской свите вмещающие доломиты имеют 20-кратное снижение концентраций по Sr, Ba и 5–7-кратное снижение Rb, Hf; околорудные доломиты имеют также 10-кратное снижение концентраций по Sr, Ba, 5-кратное — по Rb и Cs, но при этом в них в 5–11 раз повышаются концентрации средних и тяжелых лантаноидов и иттрия. В магнетитах этой свиты (Исмакаевское месторождение) данная тенденция слабо, но проявлена, в основном аномально высокими значениями европия. Однако не следует делать поспешных выводов относительно участия магматических флюидов в составе рудных растворов. По данным Cl-Br-Na систематики, они представлены эвапоритовыми рассолами, а предварительная характеристика Sm-Nd систематики указывает на коровый источник флюида (Крупенин, Кузнецов, в печати). В авзянских доломитах на Катав-Ивановском магнетитовом месторождении наблюдается 5-кратное снижение концентраций Sr, Zr, Ba, Hf, да и другие МЭ имеют пониженные концентрации относительно рассчитанного фона. Аналогичная ситуация в магнетитах, где, кроме перечисленных, в 5–10-кратном недостатке ещё и легкие лантаноиды. В Семибратском месторождении доломиты незначительно отличаются от фоновых известняков региона в сторону чистоты, магнетиты ещё более чистые с 10–20-кратным снижением концентраций по Rb, Sr, Ba, Hf, Th и лёгким лантаноидам.

Магнетиты Саткинских месторождений были сравнены как с известняками, так и с вмещающими доломитами, поскольку доказана их раннедиагенетическая природа. Сравнительное изучение концентрации микроэлементов вмещающих известняков надрудной пачки (казымовской), доломитов рудовмещающей пачки (карагайской), гнезд вторичного доломита в масштабе всего Саткинского рудного поля, а также в магнетитах из двух основных действующих рудников — 28 проб из Карагайского карьера и 14 проб из Паленихинского карьера — выполнено методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН на 62 МЭ. Оно позволило выявить некоторые отличия в распределении микроэлементов. Для средних значений известняков надрудной казымовской пачки не наблюдается заметных превышений значений микроэлементов по сравнению с кларком карбонатных пород (Овчинников, 1990), кроме 2-кратного превышения для Ag, W и 3-кратного для Se, Ta. В то же время для известняков, по сравнению с кларком, на порядок ниже концентрации Be, Ti, V, Mn, Mo, Cd. Следует отметить, что известняки казымовской пачки являются достаточно чистыми от терригенной примеси и очень слабо постдиагенетически преобразованными породами. Для них отмечаются низкие средние концентрации Mg (1100 г/т),

Fe (168), Mn (53) и в то же время высокие концентрации Sr (920). По этим известнякам был определен изотопный Pb-Pb возраст на уровне 1550 ± 30 млн лет. Во вмещающих доломитах (20 проб) распределение большинства микроэлементов в целом соответствует кларку карбонатных пород. Для средних величин наблюдаются незначительные превышения значений над кларком для Ag, Sn, Ce, W. Для отдельных проб наблюдаются превышения концентраций над кларком: Li (1,5–2 раза здесь и далее), Cr (2–3), Co (2–4), Ag (2–15), Sn (2 и 166), Sb (3–5), Ce (2–9), TR (до 2), W (2–10), Tl (2–4). Однако для большинства микроэлементов характерны нижекларковые концентрации. Элементы, имеющие надкларковые концентрации, характеризуются некоторыми устойчивыми корреляционными связями. Концентрации серебра имеют наиболее высокую корреляцию (0,6–0,9) с Sc, V, Ni, Cd, Sb, Te; олово имеет заметную корреляционную связь только с Ba (0,77); вольфрам — с Na (0,8), Ti (0,74), Cr (0,84), Ge (0,72), Nb, Cs (0,74), Ta (0,77), то есть элементами, активно подвижными в различных процессах, в том числе магматических. В гнездовых доломитах (30 проб) несколько иное, но сходное с вмещающими распределение МЭ. Для средних значений незначительным превышением над кларком обладают Sn, Sb, Ce, в то же время Ag — 10 раз, а Bi — в 3 раза. Значительные корреляционные связи для серебра: Pb (0,73), для висмута: Ta (0,89). Для частных проб положительные аномалии выявлены для Cr, Cu, Sn, TR (до 2), Ag (2–36), Sb, Ce, Bi (до 4) и TR (2–3), W (2–9) на фоне преобладающих нижекларковых значений для большинства элементов. Наиболее сильные корреляционные связи установлены для хрома с Ti и Hf (0,7); для меди — с Zn (0,6); для серебра — с Sb, Te (0,9), Sc, V, Ni (0,7) и Bi (0,6); для олова — с Bi (0,8); для сурьмы — с Ag, Te (0,9), Ni (0,8), V (0,7). Интерпретация таких связей может предполагать попадание в состав гидротермальных доломитов или терригенных минералов или новообразование минералов, состав микропримесей которых имеет отношение к мантийному флюиду. Надкларковые концентрации серебра и сурьмы, их устойчивая корреляция с Te, Sc, Ni, V, Bi предполагают это. В то же время ранее убедительно показана рассольная эвапоритовая природа рудного флюида (Крупенин и др., 2011).

Анализ распределения REE в карбонатных породах проведен путем сравнения модулей (таблица), полученных для хондрит-нормированных значений ((хондрит C_1 (Anders, Grevesse, 1989)). Величина (L_{Ln^*}/H_{Ln^*}) , рассчитанное по формуле $= (La/La_{C_1} + 2Pr/Pr_{C_1} + Nd/Nd_{C_1}) / (Er/Er_{C_1} + Tm/Tm_{C_1} + Yb/Yb_{C_1} + Lu/Lu_{C_1})$ нормированное на хондрит C_1) в известняках обычно самая высокая (6–9), но в некоторых группах она необычно низка (казымовская пачка саткинской свиты). Вероятно, высокие значения объясняются значительной примесью терригенного материала, что подтверждается и симбатным повышением концентраций в таких случаях Rb, Zr, суммы REE и др. МЭ. Сами же известняки без терригенной примеси имеют значения данного параметра около 2–3. В чистых от терригенной примеси доломитах это отношение ещё ниже, а в магнезитах и сидеритах может быть <1 , поскольку легкие лантаноиды изоморфно входят преимущественно в кальций-содержащие карбонаты благодаря сходству эффективных размеров ионных радиусов. Магний и железо обладают заметно меньшим ионным радиусом, поэтому их карбонаты вмещают преимущественно лантаноиды иттриевой группы (тяжёлые). По этой же причине в многих случаях железистые доломиты и анкериты имеют пониженные концентрации лантана и нормированное отношение $Ce_{C1}/La_{C1} > 1$.

Небольшая отрицательная аномалия Ce является характерной особенностью большинства проб из различных свит и объектов и объясняется морским характером осадконакопления в активноводных бассейнах с хорошей аэрацией, при которой происходит некоторая потеря церия. Слабо выраженная отрицательная аномалия европия в большинстве фоновых карбонатных пород изучаемого региона (Eu/Eu^* на уровне 0,49–0,77) также является типовой и определяется таковой в терригенно-глинистой примеси. Эта аномалия сохраняется и в метасоматических образованиях. В то же время для относительно высокотемпературных, сформированных при температурах более 250–300 °С магнезитах и околорудных метасоматических доломитах (Исмакаево, Eu/Eu^* , соответственно, 1,17 и 1,0, некоторые брейнериты в кужинской свите, бакальские магнезиты) отмечается присутствие положительной аномалии европия, связанной с переходом в этих условиях части Eu^{3+} в Eu^{2+} и его относительным накоплением в связи с увеличением ионного радиуса (Bau, Moeller, 1992). Отмечается положительная аномалия европия и в рудоносных доломитах кужинской свиты. Их высокотемпературное происхождение

трудно объяснить, вероятно, привнос европия здесь обусловлен вулканогенным источником в составе рудных растворов, обеспечивших образование барит-полиметаллического оруденения (Летникова, 2003).

Отношение Y/No в карбонатных породах является индикатором первичной связи с осадочным морским процессом в интервале значений 35–60 и влиянием наложенных гидротермальных преобразований, при которых происходит снижение отношения в зависимости от дальности миграции гидротермальных флюидов, отлагающих карбонаты (Вау, 1996). Высокие значения отношения Y/No (42–58) для вмещающих доломитов и магнезитов Саткинского и ряда других месторождений в отложениях нижнего рифея указывают на определенную связь их образования с процессами седиментогенеза. Магнезиты Исамаевского и некоторых месторождений в отложениях среднего рифея, а также сидериты Бакальского месторождения имеют пониженное Y/No отношение (28–34) по сравнению с неизменными породами, что подчеркивает их связь с эпигенетическими гидротермальными флюидами.

Фоновые и аномальные концентрации лантаноидов в некоторых карбонатных породах и рудах нижнего и среднего рифея (Южный Урал)

| Модули | Фон, известняки бурзяния и юрматиния | Исамаево, суранская свита, бурзяний | | | Бакал, бакальская свита, бурзяний | | | | Семибратское, авзянская свита, юрматиний | | Катав-Ивановское, авзянская свита, юрматиний | |
|-----------|--------------------------------------|-------------------------------------|---------|-------|-----------------------------------|-------|-------|-------|--|-------|--|-------|
| | | Dm-Ore | Dm-host | Mgz | Dm | Mgz | Sd | AnkH | Dm | Mgz | Dm | Mgz |
| N | 21 | 6 | 11 | 19 | 13 | 8 | 25 | 4 | 8 | 7 | 8 | 7 |
| LLn*/HLn* | 5,20 | 2,35 | 7,08 | 2,89 | 3,63 | 0,60 | 1,55 | 0,81 | 5,99 | 2,36 | 6,14 | 2,57 |
| Ce/Ce* | 0,98 | 1,28 | 1,01 | 1,03 | 1,09 | 1,13 | 1,08 | 0,78 | 0,94 | 0,78 | 1,10 | 1,05 |
| CeCl/LaCl | 0,81 | 1,86 | 0,76 | 1,01 | 0,96 | 1,23 | 0,96 | 1,21 | 0,69 | 0,56 | 1,05 | 0,98 |
| Eu/Eu* | 0,77 | 1,00 | 0,82 | 1,17 | 0,85 | 1,00 | 0,75 | 0,75 | 0,64 | 0,57 | 0,62 | 0,68 |
| Y/No | 42,64 | 25,81 | 30,21 | 23,88 | 35,45 | 50,20 | 32,84 | 29,15 | 31,48 | 37,34 | 32,16 | 31,80 |
| SumREE | 19,17 | 72,59 | 14,05 | 10,15 | 15,76 | 3,52 | 11,50 | 9,48 | 10,00 | 1,87 | 7,56 | 2,39 |

N – количество проб; LLn*/HLn* - $(La/LaCl+2Pr/PrCl+Nd/NdCl)/(Er/ErCl+Tm/TmCl+Yb/YbCl+Lu/LuCl)$; Ce/Ce* - $2*(Ce/CeCl)/(La/LaCl+Nd/NdCl)$; Eu/Eu* - $2*(Eu/EuCl)/(Sm/SmCl+Gd/GdCl)$; Dm-Ore – околорудные доломиты; Dm-host – вмещающие доломиты; Mgz – магнезиты; Sd – сидериты; AnkH – гидротермальные анкериты.

В зависимости от минерального состава и источника терригенной примеси возможно выделение геодинамических типов карбонатных осадочных пород на основе анализа отношения легких РЗЭ к тяжелым (Летникова, 2003). В стратотипическом разрезе рифея указанное отношение (LLn*/HLn*, рассчитанное по формуле $= (La/LaCl+2Pr/PrCl+Nd/NdCl) / (Er/ErCl+Tm/TmCl+Yb/YbCl+Lu/LuCl)$) нормированное на хондрит C₁ (Anders, Grevesse, 1989)) варьирует в среднем от 6 до 9, что типично для континентальных шельфовых отложений. Данное отношение уменьшается до 2–3 в чистых (содержание терригенной примеси менее 1 %) седиментогенных карбонатах, а в подверженных гидротермально-метасоматическим воздействиям — до 0,5–1,5, что требует корректного отбора проб при использовании данного коэффициента для геодинамических выводов. Вмещающие известняки и некоторые доломиты имеют значения, позволяющие отнести их к образованиям пассивных окраин, что вполне соответствует представлениям о платформенном, интракратонном генезисе карбонатных бассейнов типового разреза бурзяния и юрматиния (Маслов, 1997).

Исследование выполняется при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта I2-C-5-1002 и гранта РФФИ I2-05-00977а.

Литература

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнезитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера. 2009. № 5. С. 56–71.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А.В. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магнезиального метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 660–664.

Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. 220 с.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра. 1990. 348 с.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geoch. et Cosm. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.

Bau M. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contributions of the Mineralogy and Petrography. 1996. V. 123. P. 323–333.

Bau M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineralogy and Petrology. 1992. V. 45. P. 231–246.

ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ «БАРРЕМ-АПТСКОГО» ВОЗРАСТА САМОТЛОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Кудаманов, А.С. Потапова, Е.С. Королёв

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, aikudamanov@rosneft.ru

В пределах Самотлорского месторождения Западной Сибири, согласно современным представлениям (Решение 6-го..., 2005), пласты АВ_{2,3} (верхний баррем) ванденской свиты со значительным стратиграфическим перерывом перекрываются отложениями пластов АВ₁¹⁻³ (нижний апт) алымской свиты. Продуктивные отложения пластов АВ₁ и АВ_{2,3} на площади месторождения характеризуются крайне сложной литологической неоднородностью, своего рода «пестротой сочетаний» в разрезе и по площади, что обусловлено разнообразием фациальных обстановок и последовательностью их формирования во времени.

В тектоническом плане площадь работ расположена в северо-восточной части Нижневартковского свода, структуры I порядка, в пределах Самотлорского вала, структуры II порядка. На схеме районирования берриас-аптских отложений Западной Сибири (Решение 6-го..., 2005) площадь исследований относится к приобской части Нижневартковского структурно-фациального района (СФР). Результаты многолетнего (порядка 50 лет) изучения и эксплуатации Самотлорского месторождения нефти и газа периодически докладывались на совещаниях и научно-практических конференциях. За это время сформировался обширный библиографический список публикаций по геологическому строению, истории формирования, проблемам разработки месторождения и пр. в периодических изданиях геологического и нефтегазового профиля (Абдуллин и др., 1997; Бриллиант и др., 2000 и др.).

В течение 2012–2013 гг. в департаменте хранения и исследования керн и пластовых флюидов ООО «Тюменский нефтяной научный центр» проводились научно-исследовательские работы по созданию фациальной модели пластов АВ Самотлорского месторождения. Помимо стандартного комплекса лабораторных исследований (профильные измерения, изучение литологических параметров и определение фильтрационно-ёмкостных свойств) был проведён седиментологический анализ отложений пластов АВ по керну порядка 100 скважин.

Дополнительно, в рамках данных работ, для уточнения стратиграфического возраста отложений, обстановок и условий их осадконакопления по керну 10 скважин для пластов АВ_{1,5} в Томском государственном университете под руководством В.М. Подобиной были проведены микропалеонтологические и палинологические исследования. В результате возраст изучаемых отложений определён как средний – верхний альб. Масштабное «омоложение» пластов АВ_{1,5} (на 20–25 млн лет) говорит о необходимости постановки и проведения на Самотлоре палеонтологических исследований выше- и нижележащих отложений.

По результатам седиментологического анализа керн (порядка 2300 м) видно, что пласты АВ_{2,3} (ванденская свита) сложены прибрежно-континентальными фациями аллювиальных русел,

песчаных разливов (кревассов) и пойменных, болотно-озёрных обстановок преимущественно глинистого состава. Пласты AB_1^{1-2} (алымская свита) накапливались в прибрежно-морских и морских обстановках в условиях проградации дельты (и/или локальной регрессии) достаточно крупной реки (нескольких рек). Отложения пласта AB_1^3 алымской свиты в нижней части содержат признаки континентальных обстановок, в средней части — лагуны эстуарного типа и в верхней части — признаки морских условий формирования глинистой пачки (флюидоупор между AB_1^3 и AB_1^2). Таким образом, пласт AB_1^3 характеризуется полифациальным генезисом и является переходным (промежуточным звеном) между ниже- и вышележащими отложениями (рисунок).

Русловые мелкозернистые и мелко-среднезернистые песчаники характеризуются светло-серой, коричневатой окраской, косыми однонаправленными текстурами течения (с наклоном до 20° – 30°), подчёркнутыми слоями углисто-слиудистого детрита, отсутствием следов биотурбации и значительной мощностью (участками до 40 м).

Песчаники кревассов преимущественно мелкозернистые, с мелкими косослоистыми текстурами и заметно ухудшенной сортировкой, отсутствием или редкими следами биотурбации, небольшие по мощности, перемежаются с пачками зеленовато-серых глинистых алевролитов также небольшой мощности. Преимущественно глинистым осадкам болотно-озёрных фаций пойменных разливов присущи зеленоватые, реже бурые окраски, иногда отмечается осветление (за счёт каолинитизации). Часто отмечаются остатки корневой системы растений, прослой комковатых палеопочв, иногда мощностью до 1–2 м.

Большая часть отложений пластов AB_1^{1-2} в керне отличается от выше- и нижележащих масштабно проявленными процессами биотурбации. Для AB_1^3 это характерно в меньшей степени. В результате биотурбации первичные осадочные текстуры были практически полностью уничтожены, взамен сформировались специфические текстуры типа «рябчик». С учётом гранулометрического состава в строении пластов AB_1^{1-3} достаточно условно выделяются «глинистые рябчики», «собственно рябчики» и «песчаные рябчики». Установлено, что интенсивные процессы биотурбации снижают проницаемость хороших песчаных коллекторов в 20–25 раз, глинистых коллекторов — в 2–3 раза. Биотурбационные текстуры в аргиллитах и глинистых алевролитах представлены горизонтально и наклонно ориентированными ходами морских червей илоедов 2–3 мм в диаметре (*Planolithes*, *Chondrites*); в алеврито-песчаных отложениях — вертикально и горизонтально ориентированными ходами морских червей, аннелид и мелких ракообразных (*Arenicolites*, *Asterosoma*, *Paleophycus*, *Cylindrichnus*, *Helminthopsis*, *Rhyzocorallium*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Rosselia*, *Taenidium*, *Teichichnus* и др.).

Граница ванденской и алымской свит уверенно диагностируется по керну в случае залегания тёмно-серых глинистых отложений с «рябчиковой» текстурой на зеленоватых глинистых осадках палеопочв (с корневой системой растений и комковатым строением). Достаточно часто «рябчики» залегают на песчаниках с косыми текстурами течения, реже с массивной или слабоволнистой слоистой текстурой. Подобные переходы так же хорошо распознаются в керне, но они не всегда отражают границу свит; нижележащие песчаники могут также принадлежать пласту AB_1^3 .

Для песчаников «переходного» пласта AB_1^3 характерны прослой «внутриформационных конгломератов» (мощностью 20–40 см, редко до 1–2 м) за счёт появления обильных угловатых обломков глинистых алевролитов (интракластов) гравийной и мелкогалечной размерности. Встречаются относительно крупные обломки углефицированной древесины и проявляются локальные, достаточно интенсивные процессы карбонатизации с образованием прослоев карбонатных песчаников (иногда более 1–2 м). На рисунке показаны «зоны локального проявления карбонатизации», установленные по керну. Выше карбонатных прослоев песчаники характеризуются частым чередованием разнообразных текстур (косые, массивные, пологоволнистые); в кровле песчаного тела залегают биотурбированные отложения («песчаные рябчики»).

Макроскопические особенности состава и строения пластов AB_1 и AB_{2-3} и установленные по керну закономерности в зоне контакта ванденской и алымской свит, с учётом комплекса

современных представлений (геологических, геофизических, палеоклиматических и пр.), позволяют достаточно уверенно интерпретировать историю осадконакопления этих отложений.

Выдержанные пачки глин (урьевская, покачёвская и др. мощностью 15–30 м) морского генезиса, присутствующие в строении ванденской свиты, отражают периоды локальных ингрессий и относительно высокого стояния уровня моря. В целом же ванденская свита формировалась в течение единого ритмичного процесса понижения уровня моря (и/или проградации дельты). В её строении преобладают песчаные отложения ритмично проградирующей флювиальной системы достаточно крупной палеореки (или нескольких рек). Установленные по керну горизонты палеопочв (иногда до 1–2 м) на разных уровнях разреза свидетельствуют, что формирование верхней части ванденской свиты на территории исследований периодически сопровождалось продолжительными периодами абсолютного преобладания эрозионно-денудационных процессов над осадконакоплением. В это время активизировались процессы площадного выветривания (механического, химического, биогенного) и масштабного перераспределения накопленных ранее осадков с заполнением пониженных участков. Процесс своего рода пенепленизации рельефа приводил к образованию врезанных форм (долины, русла, овраги и пр.) и транзиту осадков в конечном итоге в западном и северо-западном направлении водами дренажной сети.

Продолжительная субаэральная экспозиция в завершении формирования ванденской свиты сопровождалась формированием источников (ключей) грунтовых вод, на пойменных озёрах и речных старицах происходило образование и накопление небольших торфяных слоёв (Климат..., 2004). В результате проработки осадка корневой системой растений и разложения растительных остатков (в том числе локальных процессов торфообразования) происходило обогащение пресных вод органическими кислотами и продуктами растворения (Si, Al, Mg, Fe, Mn, Ca, Na, K и др.) осадочных компонентов (глинистых минералов, полевых шпатов, слюд) (Геологическая эволюция..., 2007).

В начальные этапы «алымской» трансгрессии (формирование пласта AB_1^3) море, затопливая наиболее пониженные участки рельефа — устья врезанных речных долин, создавало относительно узкие, сильно вытянутые морские заливы (эстуарии) с частичной переработкой аллювиально-пойменных отложений и накоплением дельтовых осадков головной части залива. Выше по течению повышение базиса эрозии вызвало вертикальное надстраивание речных русел в пределах врезов с образованием мощных комплексов русловых песков с текстурами течения и прослоями внутриформационных конгломератов.

По мере заполнения врезов русловые песчаные фации перекрывались преимущественно глинистыми отложениями фаций центрального бассейна, прибрежных маршей и отмелей эстуариевого комплекса. На прибрежно-континентальный генезис пород пласта AB_1^3 указывает присутствие в алеврито-глинистых отложениях трещин синерезиса и обеднённого комплекса следов эвригалинных морских и солоноватоводных форм бентосных организмов (*Paleophycus*, *Cylindrichnus*, *Taenidium*, *Teichichnus*). Высокая литологическая неоднородность пласта AB_1^3 обусловлена наличием среди глинистых алевролитов и аргиллитов многочисленных прослоев песчаников, связанных с развитием мелких речных дельт (впадение в лагуну бывших притоков основной реки) в головной части заливов (лагун).

В эстуарии, в зоне смешения морских и речных вод, формировались геохимические барьеры, где происходило выпадение (кристаллизация) из речных вод растворённых компонентов — сначала в виде глинистых (монтмориллонита, иллита и др.), а затем и карбонатных минералов в виде цемента песчано-алевритовых осадков (Геологическая эволюция..., 2007). Слои карбонатизированных песчаников (иногда до 2 м) прослеживаются вдоль врезанных долин, теряя мощность и выклиниваясь на относительно обезвоженных участках между долинами.

В начале трансгрессии на затопляемые участки побережья вместе с морской водой происходило масштабное проникновение бентосных и нектонных организмов (биотурбаторов). Прогретое мелководье, относительно низкая волновая гидродинамика, близкая к нормальной солёность воды и обилие пищи (растительные остатки, бактерии и пр.) создавали благоприятные условия для интенсивной жизнедеятельности морских организмов. В результате преобладающая

часть отложений пластов АВ₁ характеризуется вторичными текстурами типа «рябчик».

По мере заполнения врезов над ними накапливались отложения дельтового комплекса с постепенной (и ритмичной) сменой песчаных фракций преимущественно глинистыми. Большая часть алеврито-глинистых и песчаных отложений пластов АВ₁ формировалась в обстановках пологого подводного склона относительно крупной дельты с неравномерным влиянием волновых процессов и, возможно, вдольбереговых течений на фоне развития «алымской» трансгрессии. Сочетание режимов накопления (привноса) и волновой (эпизодами штормовой) переработки (возможно, с участием придонных течений) приводило к относительно быстрому перераспределению поступившего осадка и образованию вдольбереговых барьерных тел (косы, пересыпи, валы), а также узких полуизолированных лагун (заливов) с невыдержанной солёностью вод. На фоне трансгрессивного в целом характера осадконакопления группы пластов АВ₁ в их строении отмечаются, как минимум, два значительных эпизода локального понижения (и/или проградации дельты) уровня моря (предварительно пласты АВ₁¹ и АВ₁²), хорошо диагностируемые в керне (и по материалам ГИС) по увеличению содержания песчаных фракций, изменению видового состава ихнофаций и проявлению процессов карбонатизации.

Обнаруженные в керне из отложений пластов АВ₁ достаточно частые включения хорошо окатанного гравия и мелких галек кварца, кремнистых и магматических пород (дропстоунов) подтверждает дельтовые условия и наличие относительно близкого устья крупной реки. Дропстоуны выносились рекой в море вместе с сезонными льдами (Климат в эпохи..., 2004).

Отмирание лопасти дельты, вызванное автоциклическими процессами, сопровождалось волновой переработкой осадков в относительно мелководных обстановках предфронтальной и переходной зоны пляжа с образованием трансгрессивного слоя биотурбированных песчаников.

Основные выводы

1. Пласты АВ_{2,3} и АВ₁ формировались в резко различных обстановках седиментации и диаметрально противоположных условиях трансгрессивно-регрессивного движения береговой линии; на границе свит выделяется значительный стратиграфический перерыв, сопровождаемый активизацией процессов эрозии и денудации (гипергенное выветривание), а также формированием в кровле АВ_{2,3} врезанных форм рельефа (крупных водотоков с глубиной вреза до 40 м и притоков местной дренажной сети глубиной 1–7, единично до 10–20 м).

2. Граница ванденской и алымской свит в керне имеет несколько форм проявления вследствие изрезанности поверхности затопления и постепенного развития трансгрессии.

3. Преобладающая часть отложений пластов АВ₁, в результате интенсивной биотурбации, характеризуется вторичными текстурами типа «рябчик» и, соответственно, резко ухудшенными коллекторскими свойствами.

4. Масштабное «омоложение» пластов АВ_{1,5} (на 20–25 млн лет), установленное в разрезе 10 скважин палеонтологами с полувековым опытом работ в Западной Сибири, со всей очевидностью показывает необходимость проведения на Самотлорском месторождении палеонтологических исследований выше- и нижележащих отложений.

В заключение авторы выражают искреннюю благодарность Константину Витальевичу Звереву за активное плодотворное сотрудничество и значительный вклад в исследование продуктивных отложений пластов АВ Самотлорского месторождения.

Литература

Абдуллин Р.А., Бриллиант Л.С., Шарифуллин Ф.А. Расчленение Баррем-Нижнеаптской продуктивной толщи Самотлорского месторождения по данным ритмостратиграфического метода исследования // Нефтяное хозяйство. 1997. № 10. С. 4–8.

Бриллиант Л.С., Шарифуллин Ф.А., Баракин В.А., Александров В.М. Уточнение седиментационной модели объекта АВ₁^{1,2} Самотлорского месторождения с помощью литофациального анализа // Нефтяное хозяйство. 2000. № 9. С. 17–22.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука. 2004. 299 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС. 2004. 114 с.

Шварцев С.Л. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода: в 5 томах. Т. 2: Система вода – порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2007. 389 с.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ (LA-ICP-MS) ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ БРУСОВСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ: УТОЧНЕНИЕ ВРЕМЕНИ КОЛЛИЗИИ БАЛТИКИ И АРКТИДЫ

Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк², А.С. Алексеев³, А.Н. Реймерс³

¹Геологический институт РАН, Российский университет дружбы народов, Москва, kouznetbor@mail.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, aaleks@geol.msu.ru

Фундамент периферийных структур северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) сложен реликтами складчатого пояса (рис. 1), который в последние 20 лет фигурирует в литературе под именами Тиманский ороген (Gee, Pease, 2004) или ороген Протоуралид-Тиманид (Kuznetsov et. al., 2007; 2010). Совокупный возрастной интервал кристаллических комплексов, участвующих в строении реликтов орогена Протоуралид-Тиманид (более 250 изотопных датировок) оценивается ~510–750 млн лет (Орлов и др., 2011; Соболева и др., 2012). Реликты орогена перекрыты верхнекембрийско(?)-нижнеордовикскими обломочными толщами, сложенными в существенной степени продуктами разрушения протоуральско-тиманских кристаллических комплексов (рис. 2, график 10). Возраст обломочных толщ, перекрывающих реликты орогена Протоуралид-Тиманид, надежно маркирует верхний временной рубеж существования орогена.

Нижний временной рубеж существования орогена Протоуралид-Тиманид и тектоническая природа этого орогена до недавнего времени были предметом острых дискуссий. Авторы монографии (Gee, Pease, 2004) и их единомышленники трактовали ороген как аккреционную структуру (аккреционный покровно-складчатый пояс), длительно и многоэтапно развивавшуюся на активной Тиманской окраине континента Балтика (докембрийский остов ВЕП) в течение второй половины неопротерозоя. Предполагалось, что продукты эрозии этого складчатого пояса аккумулировались в пределах поздненеопротерозойских осадочных бассейнов северо-восточной и восточной периферии Балтики и, в частности, в поздневендском (эдиакарском) Мезенском осадочном бассейне (Маслов и др., 2008).

В противоположность этому в последнее десятилетие активно развивались представления о орогене Протоуралид-Тиманид как о коллизионном сооружении, образовавшемся на рубеже докембрия и кембрия в результате столкновения Большеземельской активной окраины Арктиды и Тиманской пассивной окраины Балтики — ABC-концепция (Arctida-Baltica collision) (Кузнецов и др., 2006; Kuznetsov et. al., 2007; 2010).

Ранее на основании изучения детритных цирконов (*dZr*) из песчаников верхнерифейской (нижнеопротерозойской) джежимской свиты Южного Тимана было показано, что эти песчаники сложены продуктами разрушения древних кристаллических комплексов фундамента ВЕП (рис. 2, график 1). На этом основании был сделан вывод о том, что Тиманская окраина Балтики в начале неопротерозоя развивалась в режиме пассивной континентальной окраины.

Накопленные к настоящему времени результаты датирования *dZr* из неопротерозойских осадочных толщ других районов северо-восточной и восточной периферии ВЕП — на п-ове Варангер (рис. 2, графики 2-5), в Юго-Восточном Беломорье (ЮВБ) (рис. 2, график 6), на западе Среднего Урала — фактически показали, что все эти толщи также сложены исключительно продуктами разрушения древних кристаллических комплексов фундамента ВЕП, т.е. в течение времени накопления этих толщ Тиманская окраина Балтики продолжала развиваться в режиме пассивной континентальной окраины. А с учетом того, что наиболее молодая из этих толщ — тампская свита усть-пинезской серии, которая участвует в сложении верхневендской (эдиакарской) части разреза

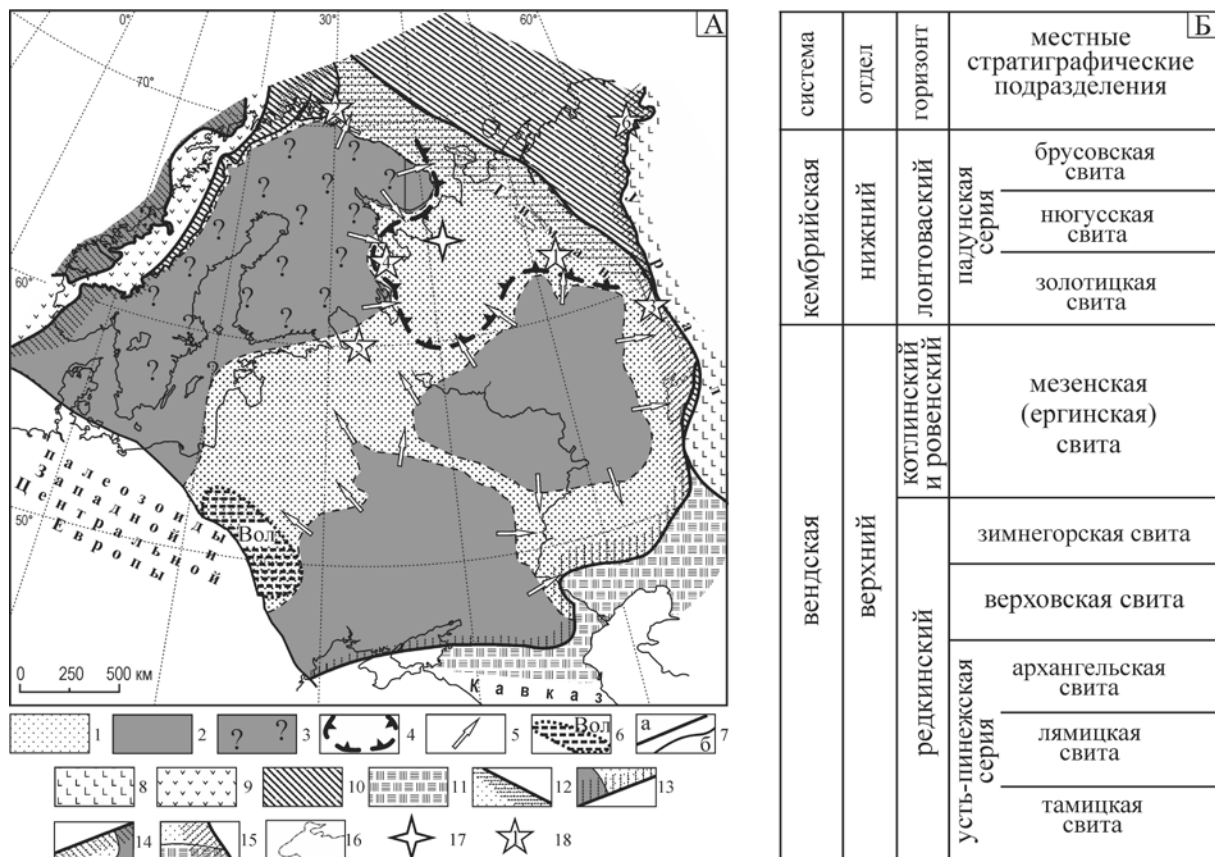
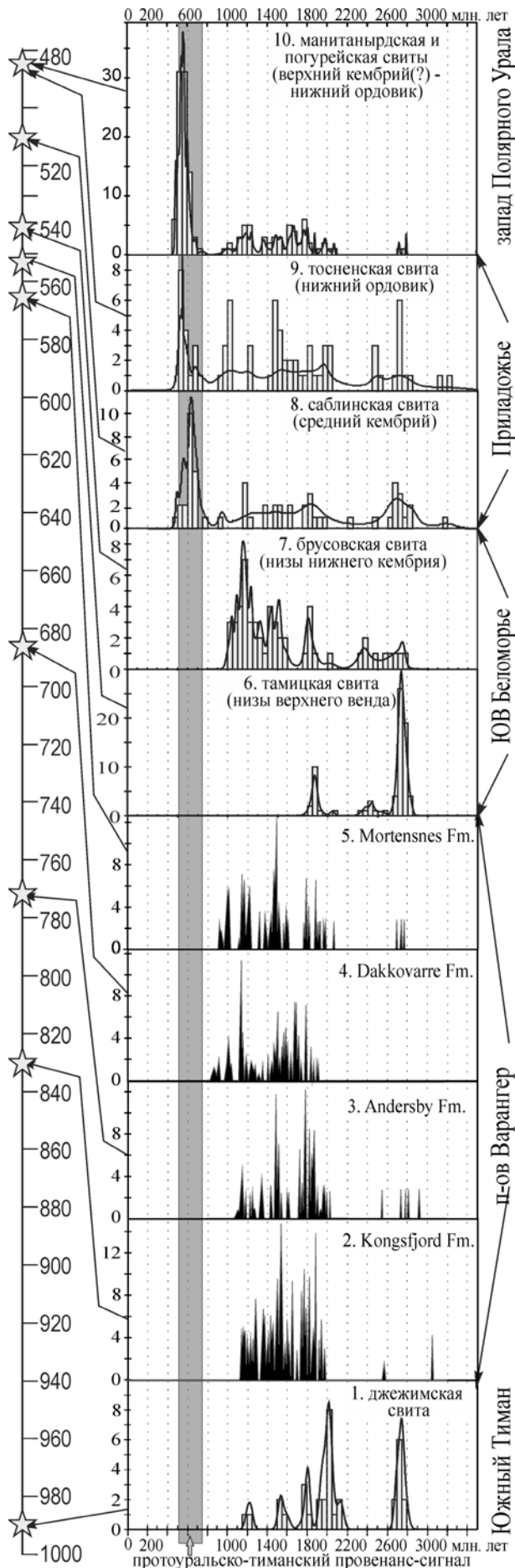


Рис. 1. Схема палеогеографии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) для рубежа позднего венда (эдиакария) и раннего кембрия и совмещенная с ней схема расположения структур палеозойского обрамления платформы (А), а также схематическая колонка разреза, вскрытого скважиной АЛ303к (Б)

1-6 — палеогеографические элементы позднего венда-раннего кембрия ВЕП: 1 — области седиментации; 2 — суша (области эрозии); 3 — вероятные области низкой (слабо эродируемой) суши с западинами (мелководья с застойными условиями осадконакопления); 4 — примерные очертания Мезенского осадочного бассейна на Тиманской пассивной окраине Балтики (штрихи — в сторону депоцентра бассейна) 5 — направления сноса продуктов эрозии; 6 — Вольнская внутриплитная вулканическая область (ареал распространения поздневендского Вольнского вулканического комплекса); 7 — сутуры, надвиги и сдвиги: (а) — сутуры, ограничивающие ВЕП, и надвиги, по которым комплексы, слагающие структуры обрамления, шарьированы на периферические части платформы, (б) — сдвиг — линия Тейсера-Горнквиста, разграничивающая ВЕП и структуры палеозойд Западной и Центральной Европы; 8-11 — складчатые комплексы, надвинутые на периферические части ВЕП: 8 — восточные уралиды; 9 — скандинавско-гренландские каледониды; 10 — протоуралиды-тиманиды; 10 — кадомиды; 12-15 — тектоно-метаморфическая и/или деформационная переработки поздневендских и более древних образований ВЕП, связанные со становлением орогенов: Протоуралид-Тиманид (12), Кавказско-Прикаспийских кадомид (13), Скандинавско-Гренландских каледонид (14), Уралид (15); 16 — современные контуры выходов на дневную поверхность поздневендских и более древних образований на Урале и на Тимане; 17 — место отбора пробы 09-325 из брусовской свиты нижнекембрийской (по (Алексеев и др., 2005)) падунской серии; 18 — места отбора проб: (1) — из песчаников верхнерифейской джежимской свиты Южного Тимана (Кузнецов и др., 2010), (2) — из верхнерифейских и вендских толщ п-ова Варангер (Nicoll et al., 2009), (3) — из нижневендских толщ запада Южного Урала (Маслов и др., 2010), (4) — из верхневендской (эдиакарской) тамецкой свиты усть-пинежской серии региона ЮВ Беломорья (Кузнецов и др., 2013), (5) — из раннепалеозойских толщ южного Приладожья (Кузнецов и др., 2011), (6) — из верхнекембрийско-нижнеордовикских толщ востока Полярного Урала (Соболева и др., 2012)

региона ЮВБ, имеет возраст (U/Pb по циркону) $555,4 \pm 1,7$ млн лет (Martin et al., 2000) и $550 \pm 4,4$ млн лет (Iglesia-Llanos et al., 2005), ранее был сделан вывод о том, что режим пассивной окраины продолжался на Тиманской окраине Балтики до позднего венда (эдиакария) включительно. Это, по существу, доказывает АВС-концепцию. И действительно, если бы ороген Протоуралид-Тиманид функционировал как аккреционный ороген на северо-восточной окраине Балтики во второй половине неопротерозоя, то продукты его разрушения (в том числе dZr с возрастными, попадающими в возрастной диапазон 510-750 млн лет — «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал») неминуемо должны были попадать в поздненеопротерозойские породы осадочных бассейнов, располагавшихся в это время на северо-восточной и восточной периферии Балтики. Однако ни в одной из изученных



проб, отобранных из неопротерозойских толщ означенных регионов и сформированных в возрастном диапазоне от ~1000 до ~550 млн лет, «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал» не зафиксирован (рис. 2, графики 1-6). Таким образом, Тиманская окраина Балтики до самого конца позднего докембрия оставалась пассивной.

В раннепалеозойских породах северо-восточной периферии ВЕП «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал» был надежно зафиксирован в пробах из осадочных толщ Южного Приладожья (рис. 2, график 8-9). Самая древняя из этих толщ — среднекембрийская (~510 млн лет) саблинская свита. То есть в среднем кембрии ороген Протоуралид-Тиманид уже существовал и активно разрушался. Это в настоящее время наиболее точное верхнее ограничение возраста начала протоуральско-тиманской орогении.

За нижнее ограничение возраста орогена Протоуралид-Тиманид принимался верхний возрастной рубеж тамицкой свиты усть-пинежской серии, возраст которой ~550 млн лет и которая является самой молодой известной толщей северо-восточной периферии ВЕП, не содержащей (не несущей) «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал» (Кузнецов и др., 2013). Для того, чтобы уточнить нижнее возрастное ограничение существования орогена, мы провели датирование *dZr* из брусовской свиты падунской серии, слагающей самые верхние элементы верхневендско(эдиакарско)-нижнекембрийского разреза ЮВБ (рис. 1Б, подробное описание разреза см. (Алексеев и др., 2005)).

Место отбора и характеристика пробы. Компания «АЛРОСА-Поморье» пробурила скважину АЛ303к на западном борту Мезенской синеклизы (примерные координаты 64° 38' 47» с.ш., 41° 50' 21» в.д.), которая вскрыла верхнюю часть вендско-нижнекембрийского комплекса. Считается, что в пределах синеклизы разрез комплекса

Рис. 2. Результаты U/Pb-изотопного датирования детритных цирконов из песчаников некоторых позднекембрийских и раннепалеозойских толщ северо-восточной и восточной периферии ВЕП — гистограммы и графики плотности вероятности возрастов. Места отбора проб см. рис. 1А, ссылки на публикации в подписи к рис. 1.)

завершается верхневендской падунской свитой. Однако изучение ее строения по профилю скважин на Юрско-Двинской площади показало, что ее следует перевести в ранг серии и разделить на три самостоятельные свиты (толщи по (Алексеев и др., 2005)) (снизу вверх): преимущественно песчаную красноцветную золотицкую (до 100 м), среднюю существенно глинистую, но тоже красноцветную нюгусскую (80–90 м) и верхнюю песчаную красноцветную брусовскую (более 230 м). В средней части нюгусской свиты найдены трубки *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky и несколько выше *Platysolenites antiquissimus* Eichwald. Первая форма широко распространена в верхневендских отложениях ВЕП, а вторая типична для основания нижнего кембрия (лонтоваский горизонт), поэтому брусовская свита несомненно нижнекембрийская. Более точная датировка пока невозможна.

Изученный образец 09-325 был отобран из верхней части брусовской свиты (гл. 37,9 м), которая вскрыта в этой скважине в инт. 32,3–236,7 м под карбонатной толщей московского яруса среднего карбона. Он представлял собой желто-охристый плохо сортированный существенно кварцевый песчаник с неотчетливо выраженными кольцами ожелезнения (кольцами Лизеганга).

Результаты датирования dZr . Всего было датировано (U/Pb, LA-ICP-MS, GEMOC-центр, университет Маккуори) 60 зерен dZr . Кондиционные анализы (53) показали разброс возрастов от 1011 ± 44 до 2751 ± 44 млн лет (рис. 2, график 7). Отметим полное отсутствие цирконов с «протоуральско-тиманскими» возрастaми (750–510 млн лет) (рис. 2, график 7), т.е. высокостоящего орогена Протоуралид-Тиманид во время накопления брусовской свиты падунской серии еще не существовало. Это означает, что нет основания полагать, что протоуральско-тиманская коллизия в раннем кембрии уже началась (в крайнем случае — самые ранние начальные эпизоды), а из этого следует, что Тиманская окраина Балтики в самом начале кембрия еще продолжала развиваться в режиме пассивной континентальной окраины. Последнее находится в очень хорошем соответствии с тем, что между возрастом накопления брусовской свиты (~540 млн лет) и возрастом самого молодого циркона в ней существует значительный (~0,5 млрд лет) временной зазор.

Вывод. В настоящее время начало становления коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид ограничено снизу возрастом нижнекембрийской брусовской свиты падунской серии ЮВБ (~540 млн лет) — самой молодой свиты, где «протоуральско-тиманский провенанс-сигнал» еще не присутствует, а сверху — возрастом среднекембрийской саблинской свиты Южного Приладожья (~510 млн лет), где такой сигнал наличествует.

Авторы признательны Е.А. Белоусовой за выполнение анализов. Работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-01033, 12-05-01063) и программы ОНЗ РАН № 6.

Литература

Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс А.Н. и др. Новые данные о верхнем пределе возраста рудовмещающей толщи Архангельской алмазоносной провинции // Геология алмазов — настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та. 2005. С. 235–241.

Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н., Цельмович В.А. Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // ДАН России. 2013 (в печати).

Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднекембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН России. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.

Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л. и др. Первые результаты U/Pb датирования (LA ICP MS) детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // ДАН России. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.

Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Первые результаты U–Pb-датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // ДАН России. 2011. Т. 439. № 3. С. 359–364.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина П.П. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.

Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л., Соболева А.А., Удорткина О.В. Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // ДАН России. 2011. Т. 440. № 1. С. 87–92.

Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л., Удоратина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // ДАН России. 2012. Т. 415. № 5. С. 570–576.

Geer D.G., Pease V. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London. 2006. 255 p.

Iglesia-Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V.V., Abalmasova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic–Early Palaeozoic // EPSL. 2005. V. 240. P. 732–747.

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano–plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. V. 12. Is. 3. P. 305–323.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. Is. 2–3. P. 583–601.

Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L. Age of Neoproterozoic Bilatarian Body and Trace Fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan Evolution // Science. 2000. V. 288. № 5467. P. 841–845.

Nicoll G.R., Tait J.A., Zimmerman U. Provenance analysis and tectonic setting of Neoproterozoic sediments on the Varanger Peninsula, Northern Norway // Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fernor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009. P. 68.

ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ СТРАТОТИПА РИФЕЯ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U/Pb LA-ICP-MS ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, Т.В. Романюк^{3,4}, Е.А. Белоусова⁵, М.Т. Крупенин⁶, В.М. Горожанин⁷,
Е.Н. Горожанина⁷, Е.С. Серегина², В.А. Цельмович⁸, А.В. Маслов⁶

¹Геологический институт РАН, Москва, kouzniebor@mail.ru

²Российский университет Дружбы народов, Москва

³Институт физики Земли РАН, Москва

⁴Российский университет нефти и газа им. М.И. Губкина, Москва

⁵GEMOC, департамент изучения Земли и планет, Маккуори Университет, Сидней

⁶Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

⁷Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

⁸Геофизическая обсерватория «Борок», пос. Борок, Ярославская область

U/Pb-изотопные возрасты и другие вещественные характеристики обломочных цирконов позволяют реконструировать как предполагаемый возраст пород источников сноса, так и их возможный состав (Belousova et al., 2002; Barr et al., 2003; и др.). Важно отметить, что получаемая с помощью данных о возрасте обломочных цирконов информация в большинстве случаев не может быть получена иными методами, в том числе такими традиционными, как минералого-петрографические, геохимические или анализ индикаторов палеотечений. Данные о возрасте детритовых цирконов, присутствующих в терригенных осадочных породах и их последовательностях, дают информацию о максимальном возрастном пределе формирования осадков (Barr et al., 2003). U/Pb система в цирконах весьма стабильна и не подвержена влиянию процессов, происходящих во время седиментации и значительной части процессов метаморфизма. Следовательно, возрасты детритовых цирконов позволяют нам получить первичные кристаллизационные возрасты пород, в которых они формировались, но не предполагают, что цирконы попали в осадок из субстрата именно этого возраста, так как цирконы, как хорошо известно, могут быть рециклированы (Dickinson et al., 2009).

Ранее уже предпринимались попытки датирования обломочных цирконов из позднекембрийских терригенных пород Западного и Южного Урала. В ряде публикаций приведены данные о возрастах обломочных цирконов, извлеченных из пород верхней части среднего и верхнего рифея, нижнего и верхнего венда (среднего кембрия?). В последнее время нами получены первые результаты массового U/Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов, выделенных

из песчаников, слагающих базальные горизонты рифея Южного Урала (айская свита бурзянской серии), его средние уровни (лемезинская подсвита зильмердакской свиты каратауской серии), а также ашинскую серию венда. Некоторые из этих данных и обсуждаются в настоящем сообщении.

В строении типового разреза рифея Южного Урала выделяются три серии (снизу вверх): бурзянская, юрматинская и каратауская, являющиеся, соответственно, эталонами нижнего, среднего и верхнего рифея России. В северо-восточной части Башкирского антиклинория бурзянская серия представлена айской, саткинской и бакальской свитами. Айская свита объединяет два крупных литологически достаточно контрастных подразделения: нижнее (мощность до 2000–2500 м) вулканогенно-терригенное грубообломочное и верхнее (мощность до 1000 м), сложенное преимущественно темноокрашенными тонкозернистыми алюмосиликокластическими отложениями. Цирконы из присутствующих в составе нижней части айской свиты вулканических пород имеют U/Pb-изотопный возраст 1752 ± 18 млн лет (Краснобаев и др., 2013).

Из песчаников базальных уровней *айской свиты бурзянской серии* (бассейн руч. Черный ключ) был отобран 1,5-килограммовый образец (08-16-1). После ряда предварительных операций из него получена монофракция циркона. Датирование цирконов выполнено методом U/Pb LA-ICP-MS в GEMOC-центре Маккуори Университета (Сидней, Австралия). Около 90 % всех исследованных цирконов являлись розовыми и темно-розовыми/вишневыми прозрачными и полупрозрачными кристаллами с матовой поверхностью. Их размер от ~250 мкм и менее. Значительная часть зерен характеризуется хорошей и весьма хорошей окатанностью, овальной или шаровидо-округлой формой. Большинство мелких (<100 мкм) зерен — удлинённые довольно хорошо окатанные прозрачные кристаллы розового и реже желтого цвета. Кроме того, отмечаются крупные слегка удлинённые полупрозрачные опаловидные матовые зерна, а также водяно-прозрачные или светло-розовые, изометричные слабо окатанные кристаллы с сильным алмазным блеском на гранях.

В целом U/Pb LA-ICP-MS датировки обломочных цирконов из песчаников базальных горизонтов айской свиты попали в диапазон от 3625 ± 53 до 1891 ± 23 млн лет. То есть U/Pb-изотопный возраст самого молодого (из числа исследованных нами) циркона древнее, чем U/Pb-изотопный возраст цирконов из трахибазальтов (1752 ± 18 млн лет), залегающих несколько выше по разрезу айской свиты. По возрастному признаку датированные цирконы могут быть разделены в первом приближении на три популяции. Наиболее многочисленная ранне-палеопротерозойская популяция (64 датировки) охватывает диапазон от 2187 ± 32 до 1891 ± 23 млн лет и характеризуется мономодальным характером распределения и ярким пиковым значением (~2064 млн лет) на кривой плотности вероятности. Следующая популяция представлена 8 датировками в диапазоне от 2510 ± 66 до 2378 ± 24 млн лет с пиком ~2478 млн лет. Неоархейско-раннемезоархейская популяция включает 14 зерен, датировки которых попадают в диапазон 2943 ± 21 – 2626 ± 21 млн лет. Данной популяции присущи два пика плотности вероятности: 2737 и 2938 млн лет. Три зерна обломочных цирконов характеризуются чрезвычайно древними U/Pb возрастaми — 3060 ± 28 , 3241 ± 69 и 3625 ± 53 млн лет.

В современной структуре Башкирского антиклинория айская свита с резким структурным несогласием залегаёт на кристаллических образованиях (потенциальные локальные источники обломочных цирконов) тараташского комплекса с возрастaми в диапазоне от ~1780 до 2700 млн лет, а по некоторым оценкам (Ронкин и др., 2012) и до ~3,5 млрд лет. Тараташский комплекс часто рассматривается как «выступ Волго-Уралии» (Пучков, 2010). Волго-Уралия вместе с ещё двумя протократонами — Сарматией и Фенноскандией (Bogdanova et al., 2008), сложенными в значительной степени архейскими и палеопротерозойскими кристаллическими комплексами, участвует в строении Прото-Балтики (Кузнецов, 2009; Kuznetsov et al., 2010). Последняя сформировалась за счёт последовательного столкновения: 1) Волго-Уралии и Сарматии, с образованием Волго-Сарматского коллизионного орогена, сложенного кристаллическими комплексами с возрастaми 2000–2100 млн лет (Bogdanova et al., 2008) и спаявшего эти протократоны в протократон Волго-Сарматия; 2) Волго-Сарматии и Фенноскандии, с образованием Среднерусско-Волынского коллизионного орогена, сложенного кристаллическими комплексами с возрастaми 1750–1800 млн лет и спаявшего эти протократоны в протократон Прото-Балтика. Затем в результате свеко норвежского (гренильского) коллизионного орогенеза Прото-Балтика вошла в состав Родинии (Кузнецов, 2009; Kuznetsov et al., 2010). Позднее часть Прото-Балтики вычленилась из Родинии как Балтика (Bogdanova et al., 2008) — древний остов ВЕП. Таким образом, Волго-Уральская часть фундамента ВЕП (Волго-Уралия),

сложена преимущественно раннепротерозойскими и архейскими комплексами, диапазон возрастов которых от ~2100 до 3500 млн лет (Bogdanova et al., 2008; Минц и др., 2010), а с учетом коллизионных структур юго-западного и северо-восточного обрамления возрастная диагональ кристаллических комплексов рассматриваемой территории охватывает интервал от ~1750 до 3500 млн лет.

Отсутствие среди датированных нами зерен обломочных цирконов с более молодыми возрастными находками находится в соответствии с данными о возрасте перекрывающих песчаники трахибазальтов той же айской свиты (1752±18 млн лет (Краснобаев и др., 2013)). Схожесть U/Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов из песчаников айской свиты с известными возрастными кристаллических комплексов Волго-Уральской части ВЕП (включая тараташский комплекс) означает, что именно Волго-Уральская часть ВЕП выступала основным поставщиком обломочного материала для терригенных отложений айской свиты. Таким образом, можно считать, что нами впервые получен «слепок» возрастов кристаллических комплексов Волго-Уральской части Прото-Балтики. Принимая во внимание то, что часть указанных комплексов могла быть безвозвратно утеряна (полностью эродирована), такую интегральную характеристику невозможно получить прямыми геохронологическими определениями, имеющими «точечный» характер. Отличие спектров возрастов обломочных цирконов из песчаников базальных уровней типового разреза рифея и ашинской серии свидетельствует о формировании позднедокембрийского комплекса Башкирского антиклинория за счет географически принципиально разных питающих провинций.

Второй образец песчаников (к12-057) отобран из обнажения *лемезинской подсвиты зильмердакской свиты* каратауской серии на правом берегу р. Мал. Инзер ниже устья р. Реветь. Выделенные из псаммитов данного уровня рифея цирконы — это преимущественно окатанные розовые, темно-розовые, иногда коричневатые зерна размером до 100 мкм с матовыми поверхностями. Всего получено 79 U/Pb LA-ICP-MS анализов. Для 3-х крупных зерен датированы центральные и краевые части. Поскольку для них получены возрасты, одинаковые в пределах ошибки, датировки ядер исключены из рассмотрения, так же как и некондиционные (3 анализа) и сильно дискордантные (≥10%) анализы. Оставшиеся 66 возрастов обломочных цирконов охватывают диапазон 3070±27–1817±59 млн лет со следующим распределением по основным подразделениям докембрия: палеопротерозой — 40 %, неоархей — 53 % и мезоархей — 8 % зерен.

Значительные интервалы возрастов обломочных цирконов свойственны, как правило, для осадочных бассейнов, аккумулировавших продукты эрозии обширных платформенных территорий. В датировках цирконов в таких случаях отражены все крупные тектоно-магматические события питающих провинций. Фундамент ВЕП сложен в основном архейскими и нижнепротерозойскими комплексами с U/Pb возрастными 3,7–1,7 млрд лет, при этом породы с возрастными в интервале 2,2–2,4 млрд лет здесь весьма редки. Поскольку спектр возрастов обломочных цирконов именно с такими особенностями был получен для обр. к12-057, сделан вывод, что лемезинские песчаники наиболее вероятно образовались за счет продуктов размыва кристаллических комплексов ВЕП.

Качественное и количественное (KS-тест) сравнение наборов возрастов обломочных цирконов из обр. к12-057 с таковыми из песчаников базальных уровней айской свиты, низов верхнего рифея Южного Тимана (джежимская свита) (Кузнецов и др., 2010; Kuznetsov et al., 2010) и верхнего эмса западного обрамления Башкирского антиклинория (такатинская свита) (Кузнецов и др., 2013) показало следующее. Несмотря на то, что айская свита и лемезинская подсвита являются элементами единого разреза, наборы возрастов обломочных цирконов из них не показывают статистически значимого сходства. В айских песчаниках более 80 % составляют палеопротерозойские цирконы, а на долю архейских приходится ~16 % (Кузнецов и др., 2013), в лемезинских песчаниках, напротив, доминируют (~60 %) архейские обломочные цирконы. Это означает, что вклад питающих провинций ВЕП в формирование осадочного выполнения рифейских бассейнов ее восточной (в современных координатах) периферии претерпел изменения во времени. Если в начале бурзiania в размыв были вовлечены преимущественно палеопротерозойские орогены, спаявшие воедино Сарматию, Волго-Уралию и Фенноскандию, а также комплексы пород Тараташского поднятия, то в начале позднего рифея доминирующими источниками кластики стали архейские комплексы фундамента Волго-Уральской части Балтики.

Распределение возрастов обломочных цирконов из близковозрастных южноуральских лемезинских и южнотиманских джежимских песчаников, ареалы развития которых отстоят почти на 1000 км, также не имеет значимого сходства. В джежимских песчаниках, в отличие от лемезинских,

присутствуют обломочные цирконы с возрастaми <1,8 млрд лет. Ранее было высказано предположение, что они могли поступать в позднерифейский бассейн Южного Тимана по Среднерусскому авлакогену из Свеко-Норвежской (0,9-1,8 млрд лет) и Свеко-Фенской (1,7-2,0 млрд лет) областей ВЕП (Кузнецов и др., 2010; Kuznetsov et al., 2010). Если это так, то Среднерусский авлакоген должен был полностью исключить попадание кластики из северо-западной части ВЕП в позднерифейский осадочный бассейн Южного Урала. Однако, даже при исключении из джежимского набора датировок детритовых цирконов с возрастaми <1,8 млрд лет, статистическое сходство последнего с возрастaми цирконов в лемезинских песчаниках минимальное. Следовательно, питающие провинции, поставившие древний детрит в осадочные бассейны, существовавшие в позднем рифее на территории Южного Тимана и Башкирского антиклинория, могли лишь незначительно перекрываться. Это подтверждают палеогеографические схемы (Чамов и др., 2010) для позднего рифея: в район Южного Тимана поступал материал из северо-восточной и северо-западной частей ВЕП, в то время как в район Южного Урала — из восточной части ВЕП.

Песчаники верхнеэмской такатинской свиты, несогласно перекрывающие верхний докембрий на Урале, сформированы за счет продуктов эрозии фундамента Волго-Уральской части ВЕП (Кузнецов и др., 2013). Накопление такатинских и лемезинских песчаников разделено интервалом времени ~0,6 млрд лет, тем не менее возрастa обломочных цирконов из них имеют очень высокое сходство. Это еще раз подтверждает, что и в материал лемезинских песчаников наиболее существенный вклад внес детрит, сносимый с Волго-Уральской части ВЕП.

Таким образом, новые данные подтверждают предположения, сделанные ранее на основе литолого-фациальных исследований (Маслов, 1988; Маслов и др., 2002), и позволяют утверждать, что лемезинские песчаники формировались за счет кластики, преимущественно снесенной с Волго-Уральской части ВЕП.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-01033, 12-05-01063), программы ОНЗ РАН № 6 и проекта УрО РАН № 12-С-5-1014.

ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ БАЗАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ «НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО» РАЗРЕЗА ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Шацилло²

¹*Геологический институт РАН, Российский университет дружбы народов Москва, kuznikbor@mail.ru*

²*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, shatsillo@gmail.com*

В современной структуре Енисейского кряжа реликты «неопротерозойского» Чапско-Тейского прогиба (осадочного бассейна или грабена) распространены на северо-востоке кряжа, в пределах бассейнов рек Чапа и Тея, а также их притоков — рек и руч. Немчан, Уволга, Чингасан, Чивида Лопатинский и др. История геологического изучения комплексов Чапско-Тейского прогиба насчитывает не одно десятилетие и связана с именами И.Г. Николаева, М.А. Семихатова, В.Н. Кристина, А.Б. Хисамутдинова, Е.И. Врублевича, Р.Б. Карпинского, Н.И. Карпинской, Е.С. Постельникова, В.В. Хоментовского, В.Ю. Шенфиля, Е.П. Бутакова, А.Д. Ножкина, Б.Г. Покровского и др.

Нижние уровни стратиграфического разреза, выполняющего Чапско-Тейский прогиб, традиционно выделяются как чингасанская серия (Хоментовский и др. 1972; Бутаков и др., 1975 и др.), которая расчленяется на ряд свит (лопатинская, карьерная или вандадыкская, чивидинская). Первоначально эти образования рассматривались как нижнекембрийские (Николаев, 1930). Позднее чингасанская серия была сопоставлена с байкалием — принятым в Сибири аналогом верхнего рифея (Хоментовский и др., 1972). В литературе известны и другие варианты «определения» возраста чингасанской серии. Все они попадают в диапазон, ограниченный снизу поздним рифеем, а сверху — кембрием.

Прямые палеонтологические данные, указывающие на возраст чингасанской серии, весьма ограничены. Это лишь: 1) находки строматолитов в доломитах, локально обнаженных на правом берегу р. Тея, в 2 км от устья р. Нойба и включаемых в разрез карьерной свиты; 2) единичные микрофитолиты, обнаруженные в карбонатном цементе грубозернистых песчаников лопатинской свиты в типовом ее разрезе, вскрытом на правом берегу р. Тея, в 1,7 км выше руч. Лопатинского (Бутаков и др., 1975). Учитывая то, что сейчас значение строматолитов и микрофитолитов для биостратиграфии у многих исследователей вызывает сомнение, можно утверждать, что валидных палеонтологических данных по породам чингасанской серии нет.

На протяжении нескольких десятилетий неоднократно предпринимались усилия по изотопному (K/Ar по глаукониту) датированию пород чингасанской серии. Все такие определения попадают в диапазон от 815 до 520 млн лет (Хоментовский и др. 1972; Бутаков и др., 1975 и др.). Кроме того, в расположенном существенно западнее Вороговском районе с грубообломочными породами, сопоставляемыми(?) с верхами чингасанской серии, ассоциируют магматические породы, изотопный возраст которых по некоторым оценкам составляет 700 млн лет (Ножкин и др., 2007). В самое последнее время была предпринята попытка ограничить возраст чингасанской серии методом хеомстратиграфии. Отношения Sr/Sr в карбонатных породах подъемской свиты, слагающих нижние уровни разреза чапской серии, которая стратиграфически налегает на чингасанскую серию (Покровский и др., 2012), позволили авторам этой работы сопоставить подъемскую свиту «...с кэп-карбонатной секвенцией, перекрывающей гляциогоризонт Марино», возраст которого 630 млн лет. Это может означать, что возраст чингасанской серии должен быть заметно древнее 630 млн лет. Таким образом, в настоящее время укоренились представления о позднерифейском («среднебайкальском») (Хоментовский, 2007; Ножкин и др., 2007 и др.) или ранневендском (хотя бы для нижних уровней разреза) (Советов, 2005 и др.) возрасте чингасанской серии.

Летом 2013 года при проведении полевых исследований, целью которых было палеомагнитное опробование пород чингасанской и чапской серий бассейнов рек Чапа и Тея, нами было обнаружено несколько местонахождений ихнофоссилий и арумбериоморфных отпечатков. Одно из них — в типовом разрезе лопатинской свиты (нижний стратиграфический элемент чингасанской серии), вскрытой в протяженном (более 300 м) непрерывном скальном обнажении на левом берегу р. Тея, расположенном в 1,5 км выше устья руч. Лопатинского. Это обнажение многократно описано в литературе (Хоментовский и др., 1972; Бутаков и др., 1975 и др.). Разрез свиты представлен тонким чередованием красноцветных терригенно-глинистых пород и начинается с горизонта (~3 м) грубообломочных базальных конгломератов (рис. 1.1), который резко несогласно (рис. 1.2) налегает (в точке с координатами 60° 20,291' с.ш., 092° 34,866' в.д.) на крутозалегающие интенсивно рассланцованные и кливажированные метатерригенные породы, относимые к верхнерифейской гобрилокской (Кристин, Хисамутдинов, 1964) свите. По всему



Рис. 1. Базальный конгломерат, слагающий основание разреза лопатинской свиты (1) и общий вид обнажения, в котором виден характер взаимоотношений лопатинской свиты и подстилающей ее верхнерифейской гобрилокской свиты, на левом берегу р. Тея в 1,7 км выше устья руч. Лопатинского (2)

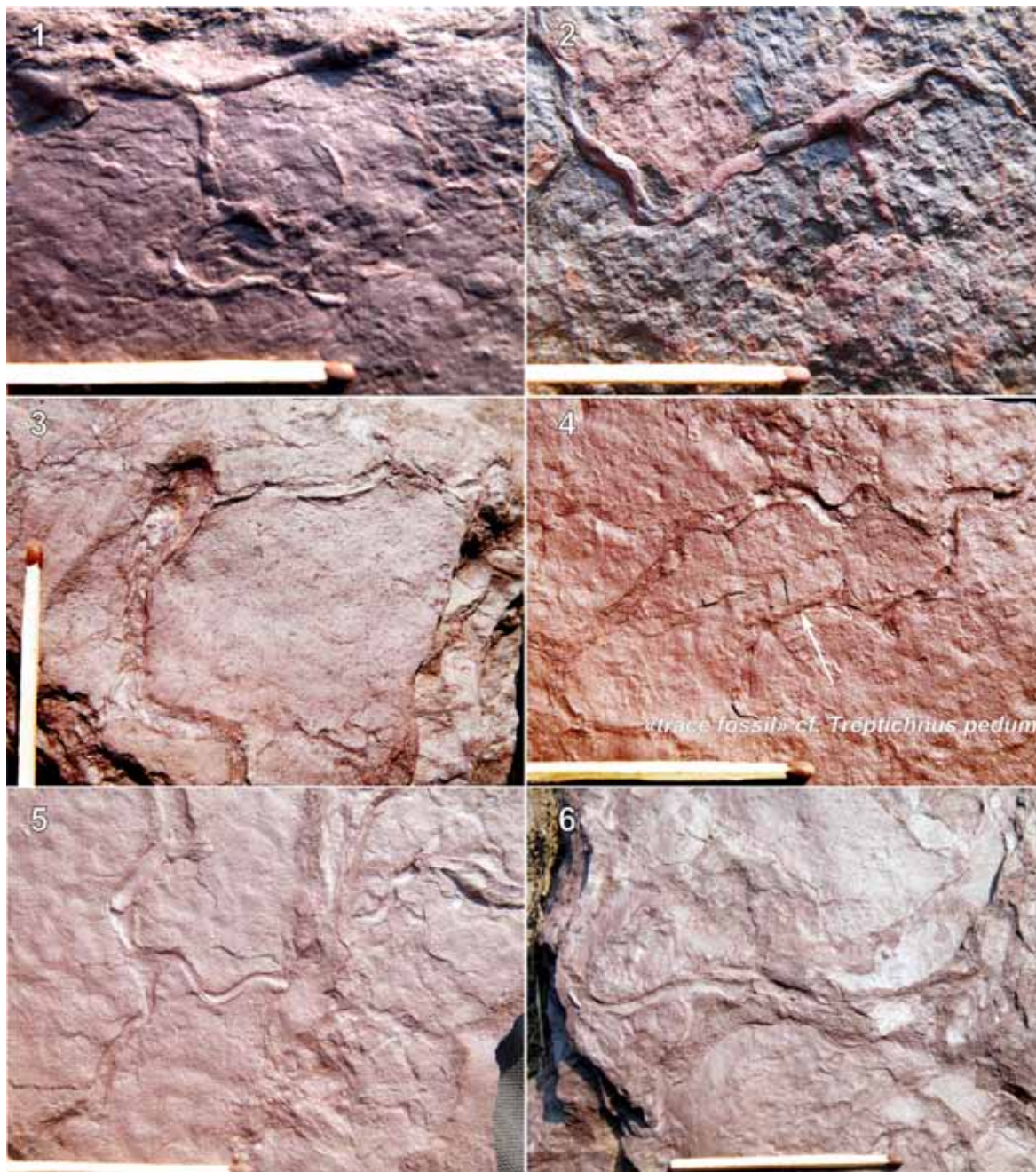


Рис. 2. Ихнофоссилии на поверхностях слоистости пород лопатинской свиты. Длина спички 45 мм..
Фото авторов, обработанные О. Печенкиной

вскрытому разрезу лопатинской свиты (за исключением грубообломочных пород, слагающих ее основание) на поверхностях слоистости обнаружены многочисленные ихнофоссилии (рис. 2.1-2.6), арумбериеморфные отпечатки (рис. 3.1-3.5), а также скопления изометричных бугорков, представляющих собой fossilized remains, сходные с *Nemiana simplex* (рис. 3.6).

Ихнофоссилии представлены горизонтальными следами ползания червеобразных организмов по поверхности нелитифицированного осадка. Следы представлены хаотично «меандрирующими» (синусоидальными), а на отдельных участках — прямолинейными траекториями (рис. 2.1-2.6) шириной 1-8 мм. Среди прочих отмечен след (рис. 2.4), который состоит из почти прямолинейных сегментов длиной 1,5-2 мм, на краях которых в направлении продолжения сегмента то вправо, то влево отходят ответвления. Этот след идентифицирован нами как *Treptichnus pedum* («trace fossil» cf. *Treptichnus pedum*).

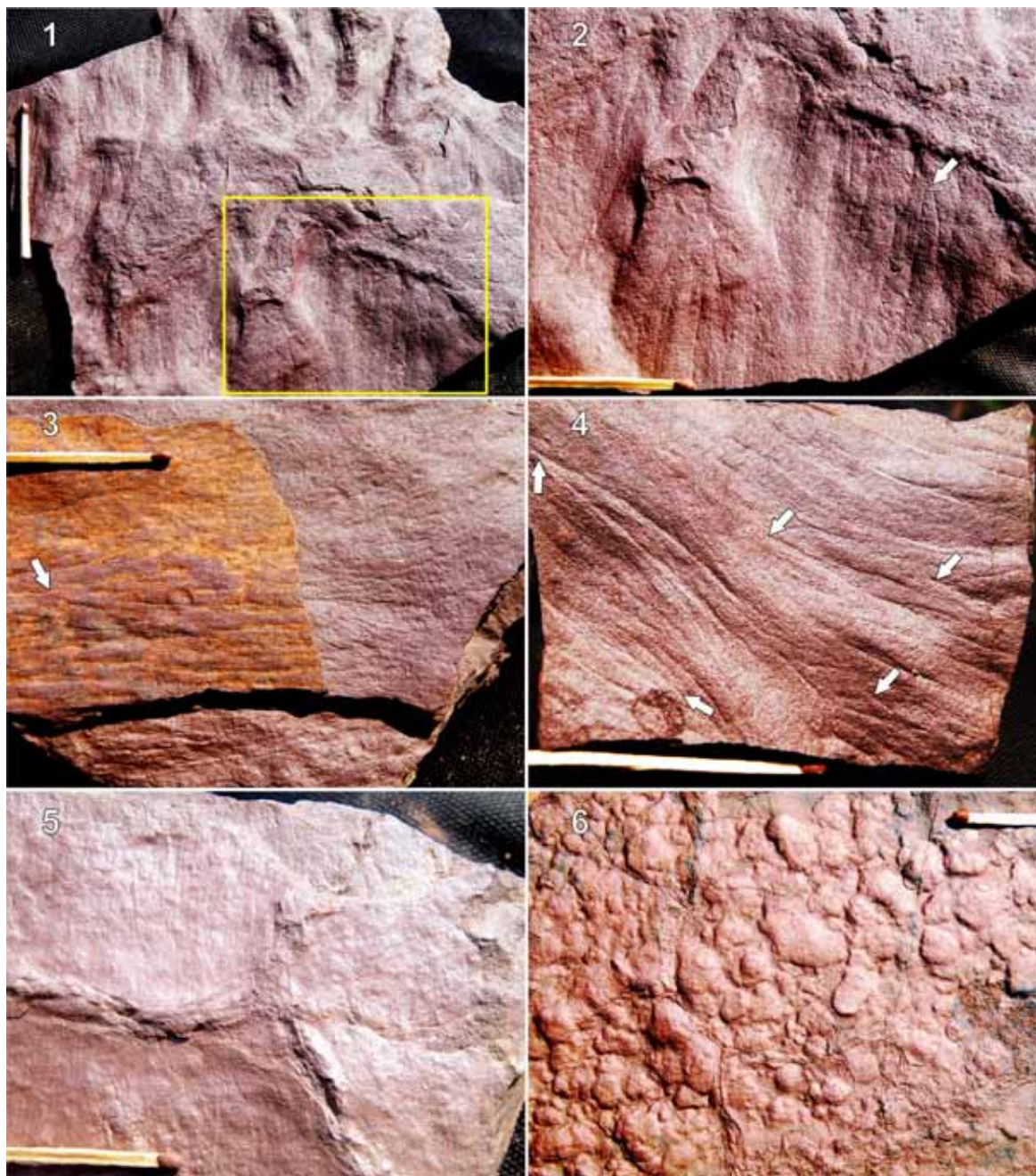


Рис. 3. Отпечатки *Arumberia banksi* на поверхностях слоистости пород лопатинской свиты (1-4). В некоторых случаях видно, что на отпечатки *Arumberia banksi* «наложены» следы ползания илоедов (5). Бугорчатые текстуры на поверхности слоев — фоссилизированные остатки, сходные с *Nemiana simplex* (6). Длина спички 45 мм.. Фото авторов, обработанные О. Печенкиной

Арумбериоморфные отпечатки (текстуры), встреченные на поверхностях слоистости песчано-глинистых пород лопатинской свиты, морфологически близки к отпечаткам, зафиксированным на поверхностях слоистости песчаников эдиакарско-нижнекембрийской формации *Arumberia sandstones* в бассейне Амадеус (центральная Австралия) и первоначально описанным как отпечатки достаточно крупных кубковидных сетчатых мягкотелых животных *Arumberia banksi* (Glaessner, Walter, 1975). В настоящее время *Arumberia banksi* интерпретируют как отпечатки бактериальных матов (McIlroy, Walter, 1997; Noffk et al., 2001). Встреченные в лопатинской свите отпечатки весьма сходны с *Arumberia banksi* и зачастую «наложены» на эрозионные и аккумулятивные текстуры песчано-глинистого осадка, сформированные движением воды (рис. 3.1 и 3.2). В целом эти отпечатки представляют собой серии сближенных,

весьма протяженных, сопряженных, близпараллельных или веерообразно расположенных (рис. 3.1-3.5) канавок и валиков шириной и глубиной/высотой менее 0,5 мм, расположенных на расстоянии от <0,1 до 5-8 мм друг от друга и иногда характеризующихся отчетливой дихотомией (рис. 3.2-3.3 — белые стрелки). В некоторых случаях видно, что на отпечатки *Arumberia banksi* наложены следы ползания илоедов (рис. 3.5).

Таким образом, в лопатинской свите обнаружены: 1) *Arumberia banksi*, которые встречаются не только в эдиакарских, но и кембрийских разрезах (Bland, 1984), например, в кембрийской части ашинской серии южного Урала и в брусовской свите верхней части нижнекембрийской падунской серии юго-восток Беломорья (не опубликованные данные авторов); 2) ихнофоссилии, включая индекс-вид *Treptichnus pedum*, появление которого маркирует эдиакарско-кембрийскую границу (Narbonne et al., 1987). На этом основании мы полагаем, что чингасанскую серию (нижним элементом разреза которой является лопатинская свита), следует относить к нижнему кембрию, в понимании (International..., 2013), а не к верхнему рифею или нижнему венду.

Лопатинская свита сложена (за исключением базального уровня) преимущественно красноцветными алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами. Их чередование характеризуется тонкой параллельной или линзовидно-волнистой слоистостью, на поверхностях которой встречены ихнофоссилии, арумбериоморфные отпечатки и остатки других бесскелетных организмов (?скоениевая ихнофагия). Все это указывает на то, что накопление свиты происходило в обстановках периодически подтопляемой дельтовой равнины, маркирующей границу морского бассейна и плоской слабо эродированной суши.

Литература

- Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района // Геолог. и геоф. 1975. № 8. С. 67–77.
- Кристин В.Н., Хисамутдинов А.Б. Гос. геол. карта СССР м-ба 1:200000 (Р-46-XXXIII). 1964.
- Николаев И.Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. Томск: Изв. Главн. геол.-развед. управ. 1930. С. 1-16.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. С. 1307-1320.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, SR и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литол. и пол. ископаемые. 2012. № 2. С. 197-221.
- Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского предгорного прогиба — «форландового бассейна») юго-запада Сибирской платформы // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. 526 с.
- Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геол. и геоф. 2007. С. 921-933.
- Хоментовский В.В., Шенфель В.Ю., Яшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука. 1972. 356 с.
- Bland V.H. *Arumberia* Glaessner & Walter, a review of its potential for correlation in the region of the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Mag. 1984. Vol. 6. P. 625-633.
- Glaessner M.F., Walter M.R. New Precambrian fossils from the Arumberia Sandstone, Northern Territory, Australia. Alcheringa 1975. V. 1. P. 59-69.
- International stratigraphic Chart. International Commission on stratigraphy. 2013. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf>.
- McIlroy D., Walter M.R. A reconsideration of the biogenicity of *Arumberia banksi* Glaessner and Walter. Alcheringa. 1997. V. 21. P. 79–80.
- Narbonne G.M., Myrow P.M., Anderson M.M. A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, SE Newfoundland // Canadian J. of Earth Sc. 1987. V. 24. P. 1277–1293.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ — ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ ПИТАНИЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТА

В.К. Кузьмин

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, vkkuzmin@mail.ru*

Несмотря на длительную историю исследований метаморфических образований Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий (СКП и ГНП), слагающих фундамент Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской структурно-формационных зон, их тектоническая позиция и природа, время осадконакопления, магматизма и метаморфизма остаются в значительной мере дискуссионными, что нашло отражение в многочисленных гипотезах формирования и эволюции этих структур (Кузьмин, 1983; Ханчук, 1985; Соловьев, 2008). Однако стратиграфическая канва расчленения метаморфических образований в построениях большинства исследователей неизменна, и в стратиграфических схемах СКП выделяются одни и те же четыре крупные серии (снизу вверх): колпаковская серия гнейсов и мигматитов, камчатская — микрогнейсов и кристаллических сланцев, малкинская — метаморфических сланцев и кихчикская — слабо метаморфизованных песчаников и алевролитов, а для ГНП — ганальская, сложенная гнейсами, кристаллосланцами, и стеновая серии. В то же время взаимоотношения между этими сериями всегда оставались предметом острой дискуссии, а границы между сериями рассматривались как стратиграфически и структурно согласные или несогласные или как тектонические с амплитудой перемещения от первых метров до многих сотен и тысяч километров. Поэтому исследователи интерпретировали характер границ между сериями, а также их генезис, состав, строение и объем в соответствии с развиваемой ими концепцией и относили выделяемые серии в СКП к одному или нескольким структурным ярусам, которые сформировались во временном интервале от докембрия до позднего мела и испытали однократный или полиметаморфизм в РТ-условиях от гранулитовой до зеленосланцевой фации. Трактовка предложенных схем геологического строения СКП и ГНП привела исследователей к весьма различным тектоническим моделям. С традиционных позиций метаморфические образования колпаковской-малкинской серий рассматриваются как блоки древнего полициклического сиалического или мафического кристаллического фундамента, отчлененные субмеридиональными разломами от меловых отложений кихчикской серии и ирунейской свиты. В другой концепции СКП и ГНП трактуются как позднемеловые полифациальные метаморфические зоны в верхнемезозойских вулканогенно-терригенных образованиях с постепенными переходами от глубоко метаморфизованных толщ колпаковской серии к слабо- и неметаморфизованным породам малкинской и кихчикской серий. сторонники аккреционной модели считают, что СКП и ГНП имеют разный состав фундамента, существенно различное строение, состав, возраст и сложены деформированными пакетами тектонических чешуй, которые были аккретированы в виде террейнов в эоценовое время к окраине Азии. Таким образом, важнейший вопрос тектонического строения Камчатки — слагали ли СКП и ГНП первоначально единую структуру, объединяющую Западную и Восточную Камчатку и расчлененную лишь в плиоценовое время или они представляли собой автономные структуры, сформированные на сиалическом и симатическом фундаменте, — остается не решенным.

Метатерригенные толщи в СКП и ГНП играют роль преобладающей матрицы, начиненной разновозрастными и разнообразными по составу магматическими и метасоматическими образованиями и являются важнейшим источником информации о возрасте, составе, происхождении и эволюции не только этих крупных структур, но и континентальной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Для реконструкции состава и генезиса протолита метатерригенных пород, условий и геодинамической природы бассейнов осадконакопления, а также определения состава, возраста, местонахождения питающих

провинций нами был проведен сравнительный анализ распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов и изотопных Sm-Nd данных в метатерригенных породах и сериях СКП и ГНП. При решении поставленных задач, помимо детальных структурно-геологических и петрографо-минералогических исследований, проводимых автором с 1976 года, был использован комплекс аналитических работ, выполненных в лабораториях ВСЕГЕИ. Петрогенные элементы (301 проба) определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа (ARL-9800, Б.А. Цимошенко), микроэлементы (58 проб) — методами АРФ-6, ICP-AES, ICP-MS (Л.А. Матвеева, Э.Г. Червякова, В.А. Шишлов). Изотопный состав Sm и Nd (36 проб) определен на масс-спектрометре TRITON (ИГГД РАН, Е.С. Богомолов). Пробы пород, испытавшие метасоматические преобразования, были исключены из рассмотрения. Результаты геохимических и изотопно-геохимических Nd исследований сведены по сериям и приведены в табл. 1.

Метатерригенные породы всех анализируемых серий ГНП и СКП характеризуются широким диапазоном концентраций породообразующих оксидов: SiO_2 (55,86–74,69), CaO (0,43–4,93), $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}$ (3,71–13,58), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (3,44–7,48) и сопоставляются с широким рядом магматических пород от диоритов до плагиогранитов. Определение первичной природы метаморфических пород на классификационной диаграмме А.Н. Неелова (1980) показало, что их протолиты во всех сериях представлены преимущественно алевролитами и алевропелитами, реже пелитами. К тому же протолиты гнейсов и сланцев ганальской серии характеризуются слабой петрохимической дифференциацией по параметру «а» и располагаются преимущественно в полях алевролитов (78 %) и алевропелитов (16 %), в то время как в метатерригенных породах СКП наблюдается больший разброс по параметру «а» и постепенное уменьшение количества протолитов алевролитов (колпаковская — 57, камчатская — 33, малкинская — 31 %) при увеличении роли алевропелитов и пелитов (43, 61 и 63 %). Примечательно, что песчаники отмечаются в количестве, не превышающем 3–6 %, причем граувакковые песчаники встречаются только в ганальской серии, полимиктовые — в колпаковской и камчатской, а аркозовые — в малкинской.

В целом петрохимические особенности большинства метатерригенных пород СКП и ГНП — низкие значения индекса химического выветривания CIA (55–63), величины отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,88–4,51), соответствующие магматическим породам, и высокие значения $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,19–0,22) — показатели невысокой степени зрелости слагающего их материала. О низкой зрелости пород источников сноса и недалекой транспортировке материала также свидетельствуют относительно высокие значения Na/K, положительная корреляция MgO, FeO, TiO_2 с K_2O и Al_2O_3 , низкое Sr/Ni отношение (2,7–4). Однако средние значения CIA в породах ганальской серии (55) меньше, а отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (4,51) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,22) выше, чем в колпаковской, камчатской и малкинской серии (60, 3,95, 0,19), что указывает на большую степень дифференцированности протолитов СКП и увеличение зрелости осадков вверх по разрезу СКП от колпаковской серии к малкинской (табл. 1).

Спектры распределения малых, редких и редкоземельных элементов во всех изученных породах и сериях однотипны и характеризуются нормальными трендами распределения РЗЭ с высокой степенью фракционирования на легкие и тяжелые изотопы $(\text{La}/\text{Lu})_n=12,6$, с относительно небольшой суммой РЗЭ (111–140) и наличием в той или иной степени выраженной отрицательной европиевой аномалии (0,72–0,83), что указывает на формирование терригенного материала за счет кислосреднего источника сноса.

Установленные геохимические особенности метатерригенных пород СКП и ГНП фиксируют сходство их состава, условий седиментации и единый источник сноса, за счет которого происходило формирование терригенных толщ. Эти данные свидетельствуют о формировании метатерригенных толщ СКП и ГНП как единой серии осадков, сформированной в крупном субконтинентальном бассейне, охватывающем территорию как Западной, так и Восточной Камчатки, за счет размыва одной и той же области питания. Характер распределения состава протолитов метаморфических пород на площади ГНП и СКП и рост степени зрелости осадков с востока на запад (от гнейсов ганальской серии к метаморфическим породам СКП) позволяют предполагать местонахождение области питания к востоку от Камчатки.

Таблица 1. Средние содержания и значения отношений содержаний оксидов, малых, редких, редкоземельных элементов в метатерригенных породах ганальской (gn), колпаковской (kl), камчатской (km), малкинской (ml) и кихчикской (kh) серий Ганальского и Срединно-Камчатского поднятий.

| серия | gn (92) | СКП (209) | kl (46) | km(128) | ml (35) |
|--|---------|-----------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 65,94 | 64,54 | 64,76 | 64,18 | 64,69 |
| TiO ₂ | 0,76 | 0,84 | 0,79 | 0,83 | 0,9 |
| Al ₂ O ₃ | 14,81 | 16,64 | 16,03 | 16,94 | 16,95 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,71 | 1,31 | 1,25 | 1,5 | 1,17 |
| FeO | 3,95 | 4,54 | 4,26 | 4,52 | 4,83 |
| MnO | 0,1 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 0,14 |
| MgO | 2,36 | 2,02 | 2,12 | 2 | 1,95 |
| CaO | 2,69 | 2,02 | 2,41 | 2,02 | 1,63 |
| Na ₂ O | 3,24 | 3,18 | 3,36 | 3,12 | 3,05 |
| K ₂ O | 1,71 | 2,34 | 2,42 | 2,45 | 2,14 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,16 | 0,15 | 0,17 | 0,15 |
| PPP | 1,87 | 2,22 | 1,68 | 2,28 | 2,69 |
| a | 0,27 | 0,31 | 0,32 | 0,31 | 0,31 |
| b | 0,19 | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,17 |
| SiO ₂ /Al ₂ O ₃ | 4,51 | 3,95 | 4,09 | 3,88 | 3,88 |
| Fe ₂ O ₃ */MgO | 8,68 | 8,57 | 8,31 | 8,71 | 8,69 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,55 | 0,84 | 0,77 | 0,91 | 0,84 |
| K ₂ O/Al ₂ O ₃ | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,13 |
| Na ₂ O/Al ₂ O ₃ | 0,22 | 0,19 | 0,21 | 0,19 | 0,18 |
| K ₂ O/TiO ₂ | 2,36 | 2,93 | 3,23 | 3,1 | 2,46 |
| СIA | 55 | 60 | 56 | 60 | 63 |
| серия | gn(13) | СКП(45) | kl(8) | km(18) | ml(19) |
| La | 22,64 | 24,73 | 21,69 | 26,58 | 25,91 |
| Ce | 48,51 | 51,95 | 43,95 | 56,04 | 55,87 |
| Pr | 5,63 | 6,15 | 5,32 | 6,6 | 6,54 |
| Nd | 21,58 | 23,98 | 20,64 | 25,84 | 25,45 |
| Sm | 4,41 | 4,99 | 4,31 | 5,32 | 5,35 |
| Eu | 1,15 | 1,26 | 1,22 | 1,28 | 1,29 |
| Gd | 4,02 | 4,76 | 4,15 | 5,21 | 4,91 |
| Tb | 0,6 | 0,74 | 0,65 | 0,8 | 0,78 |
| Dy | 3,44 | 4,4 | 3,74 | 4,87 | 4,6 |
| Ho | 0,69 | 0,9 | 0,75 | 1,01 | 0,94 |
| Er | 2,09 | 2,6 | 2,17 | 2,93 | 2,71 |
| Tm | 0,32 | 0,38 | 0,32 | 0,43 | 0,4 |
| Yb | 2 | 2,59 | 2,19 | 2,81 | 2,77 |
| Lu | 0,3 | 0,4 | 0,33 | 0,44 | 0,43 |
| Сумма РЗЭ | 117,4 | 129,87 | 111,4 | 140,2 | 138 |
| Y | 19,25 | 23,81 | 19,37 | 27,19 | 24,86 |
| Rb | 72 | 75 | 72 | 78 | 75 |
| Sr | 266 | 267,33 | 270 | 273 | 259 |
| Ba | 708 | 597 | 650 | 595 | 546 |
| Ta | 0,5 | 0,67 | 0,54 | 0,73 | 0,74 |
| Hf | 4,58 | 4,69 | 4,17 | 4,96 | 4,95 |
| Zr | 187 | 180 | 160 | 191 | 189 |
| Nb | 9,43 | 11,08 | 11,82 | 11,23 | 10,2 |
| U | 1,86 | 1,77 | 1,5 | 1,83 | 1,99 |
| Th | 5,91 | 6,45 | 5,27 | 6,87 | 7,2 |
| V | 127 | 136 | 110 | 157 | 142 |
| Cr | 71 | 67 | 55 | 74 | 72 |
| Co | 13 | 15,33 | 12 | 16 | 18 |
| Ni | 18 | 23 | 18 | 24 | 27 |
| Pb | 8 | 8,33 | 9 | 7 | 9 |
| Cu | 58 | 54 | 46 | 54 | 62 |
| Zn | 90 | 110 | 96 | 103 | 131 |
| Mo | 1,02 | 0,8 | 0,99 | 0,74 | 0,68 |
| Eu/Eu* | 0,83 | 0,86 | 1,06 | 0,76 | 0,77 |
| (La/Yb) _n | 7,81 | 6,7 | 7,17 | 6,51 | 6,41 |
| Cr/Ni | 4 | 2,9 | 3 | 3 | 2,7 |
| Cr/V | 0,56 | 0,49 | 0,5 | 0,47 | 0,51 |
| Zr/Y | 9,71 | 7,63 | 8,26 | 7,02 | 7,6 |
| Th/U | 3,18 | 3,63 | 3,51 | 3,75 | 3,62 |
| Th/Co | 0,47 | 0,42 | 0,43 | 0,43 | 0,41 |
| Cr/Th | 12,08 | 10,42 | 10,44 | 10,82 | 10,01 |
| La/Co | 1,74 | 1,64 | 1,81 | 1,66 | 1,44 |

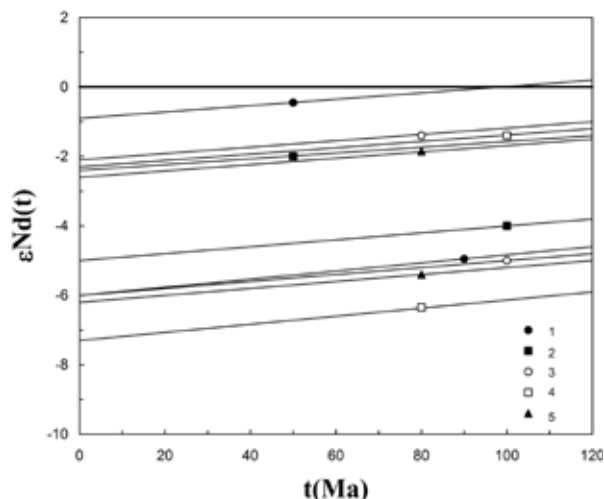
Примечание: в скобках указано число исследованных проб

Проведенные Sm-Nd изотопно-геохимические исследования 36 проб по пяти сериям СКП и ГНП также свидетельствуют о сходной истории становления и эволюции исследованной выборки пород (Кузьмин, Богомолов, 2013). Концентрации Sm и Nd варьируют незначительно (табл. 2) и характерны для пород такого состава: 3,28–6,58 и 19,5–35,6 г/т для Sm и Nd, соответственно. Для всех проб получены близкие средние значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,117\text{--}0,1225$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512382\text{--}0,512470$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -2,8 \text{--} -4,5$, типичные для позднепротерозойской коры, что указывает на отсутствие существенного фракционирования Sm и Nd при формировании исследуемых пород. Сходство Nd истории формирования изученных пород наглядно демонстрирует рисунок, где каждая серия представлена линиями эволюции неодима двух образцов, характеризующих диапазон вариации параметра эpsilon во всей выборке пород данной серии за последние 120 млн лет. Практически одинаковый наклон линий эволюции неодима, довольно узкий диапазон вариации численных значений параметра ϵ_{Nd} в исследованных сериях и перекрытие зон вариации ϵ_{Nd} между сериями позволяют сделать вывод о происхождении всех исследованных пород из одного источника. Численные значения Nd модельных датировок для всех серий, полученные с использованием одностадийной или двухстадийной модели, для возраста 100 млн лет также близки, а средние значения по всем сериям практически совпадают (1170 и 1174 млн лет, соответственно) и отражают позднепротерозойский усредненный возраст источников сноса. Таким образом, установленные Sm-Nd изотопно-геохимические параметры плаггиогнейсов колпаковской, камчатской и ганальской серий практически сходны с таковыми не только для метапесчаников и слюдяных сланцев малкинской серии, но и для слабометаморфизованных (зона хлорита-серицита) песчаников кихчикской серии, что надежно свидетельствует как о сходстве и единстве всех метатерригенных пород ГНП и СКП, так и о геохимическом постоянстве области питания, за счет которой происходило формирование терригенных пород СКП и ГНП.

Таблица 2. Средние значения параметров Sm-Nd анализа метаморфических терригенных пород Ганальского и Срединно-Камчатского поднятий. Примечание: в скобках указано число исследованных проб. Модельные датировки t_{DM} рассчитывались с использованием одностадийной модели, а $t_{\text{DM}}(100)$ — по двухстадийной модели для возраста 100 млн лет

| № | Серия | Sm(ppm) | Nd(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(50)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(100)$ | $t_{\text{DM}}(\text{Ma})$ | $t_{\text{DM}}(100)$ |
|---|------------------|---------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------------------|----------------------|
| 1 | Колпаковская (9) | 5,38 | 25,1 | 0,1191 | 0,512470 | -2,8 | -2,3 | 1094 | 1108 |
| 2 | Камчатская (7) | 5,38 | 27,2 | 0,1199 | 0,512441 | -3,4 | -2,9 | 1154 | 1156 |
| 3 | Малкинская (7) | 5,20 | 26,4 | 0,1225 | 0,512446 | -3,3 | -2,6 | 1178 | 1151 |
| 4 | Кихчикская (5) | 3,92 | 20,4 | 0,1170 | 0,512382 | -4,5 | -3,7 | 1208 | 1247 |
| 5 | Ганальская (8) | 4,38 | 21,9 | 0,1209 | 0,512410 | -4,0 | -3,4 | 1216 | 1206 |

Возраст осадконакопления метаморфических толщ СКП и ГНП устанавливается уверенно по геологическим данным (находки меловых раковин иноцеромов в кихчикской и ирунейской сериях) и по результатам геохронологических исследований (Государственная..., 2006). Наиболее надежными являются результаты U-Pb датирования цирконов (SHRIMP-II),



Изотопная эволюция Nd в метаморфических терригенных породах Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий.

Условные обозначения серий: 1 — колпаковская, 2 — камчатская, 3 — малкинская, 4 — кихчикская, 5 — ганальская

которые показывают для наиболее молодых кластогенных цирконов из метатерригенных пород всех серий возраст в 100 млн лет, что позволяет не только установить нижнюю границу осадконакопления — не древнее, чем апт, но и подтверждает синхронность осадконакопления метатерригенных толщ ГНП и СКП. Верхняя граница датируется временем формирования ирунейской свиты (сенон) и внедрения гранитоидов крутогоровского и кольского массивов в 80 млн лет. Возраст регионального метаморфизма уверенно фиксируется ранним эоценом (Соловьев, 2008; Кузьмин, Родионов, 2011; Кузьмин, 2013).

Проведенные исследования позволили получить новую информацию о ранних этапах формирования континентальной коры Западной (СКП) и Восточной (ГНП) Камчатки. Результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических и геохронологических исследований метатерригенных пород ганальской, колпаковской, камчатской, малкинской и кихчикской серий Ганальского и Срединно-Камчатского поднятий показали, что в метатерригенных породах всех изученных серий значимые различия большинства геохимических параметров и изотопного состава Nd отсутствуют, что свидетельствует о сходстве их состава, условий седиментации, синхронности осадконакопления и единстве источников сноса. В то же время от Ганальского к Срединно-Камчатскому поднятию фиксируется смена составов протолитов метатерригенных пород (явное преобладание алевролитов в ГНП и доминирование алевропелитов и пелитов в СКП, варьирование состава песчаников от граувакковых в ганальской серии через полимиктовые до аркозовых в малкинской серии) и выраженный рост индексов химического выветривания, что позволяет предполагать местонахождение области питания для метатерригенных толщ ГНП и СКП не к северо-западу или западу от Камчатки, а к востоку. Таким образом, впервые на современном уровне установлено, что метаморфические терригенные породы СКП и ГНП представляют собой единый комплекс терригенных отложений, сформированный в морском субконтинентальном бассейне в позднемезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции, которая, вероятно, находилась к востоку от современной береговой линии Камчатки.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-57 Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2006. 376 с.

Кузьмин В.К. Петрология метаморфических комплексов Камчатского массива: автореферат дисс... канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 1983. 23 с.

Кузьмин В.К. Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам U-Pb-SHRIMP датирования циркона // ДАН. 2013. В печати.

Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники вещества метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете Sm-Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.

Кузьмин В.К., Родионов Н.В. О возрасте осадконакопления и метаморфизма плагиогнейсов ганальского и гранулитового комплексов Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 494–498.

Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. М.: Наука. 2008. 319 с.

Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток. 1985. 137 с.

ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ И $\delta^{34}\text{S}$) КАРБОНАТНЫХ И СУЛЬФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ФАМЕНСКОЙ КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА (БЕЛАРУСЬ)

В.Н. Кулешов¹, А.А. Махнач²

¹Геологический институт РАН, Москва, vnkuleshov@mail.ru

²Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск, amahnach@geology.org.by

Одним из классических примеров бассейнов с эвапоритовой седиментацией является Припятский прогиб, расположенный в юго-восточной части Беларуси и представляющий собой северо-западное окончание Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Здесь верхняя соленосная формация девонского возраста имеет наибольшую мощность и хорошо изучена в геологическом и изотопно-геохимическом отношении. Она чрезвычайно важна в практическом отношении, поскольку к ней приурочены крупнейшее Старобинское, Петриковское и Октябрьское месторождения калийных солей, а в ее несолевых прослоях содержатся нефтяные залежи.

Главным объектом настоящего исследования явилась калиеносная субформация верхней соленосной формации. Были изучены образцы керна геологоразведочных скважин № 71 и № 714 Краснослободского участка Старобинского месторождения. Кроме того, для сравнения с «эвапоритовыми» карбонатами были сделаны определения изотопного состава органогенных карбонатных пород из межсолевой нижнефаменской толщи.

Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном материале (известняки, мергели, известковистые глины) несолевых прослоев калиеносной субформации варьируют от $-9,9$ до $1,5$ ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ — от $22,9$ до $29,8$ ‰. Установленный диапазон вариаций изотопных отношений значительно

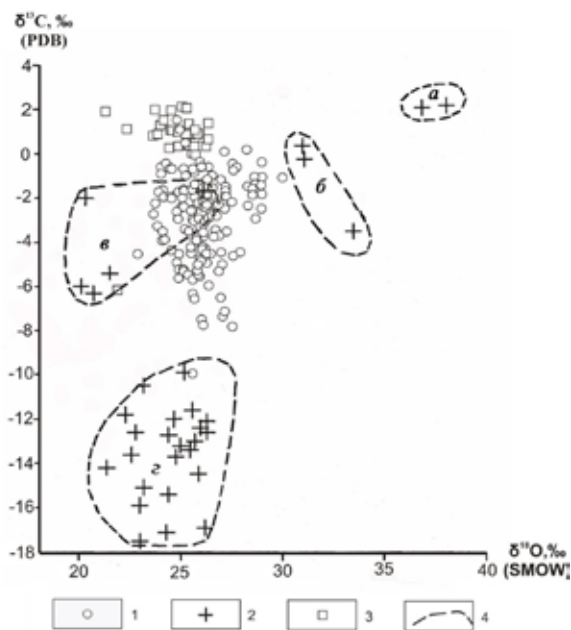


Рис. 1. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и в карбонатном веществе фаменских отложений Припятского прогиба.

1 — калиеносная субформация верхней соленосной формации (Старобинское месторождение калийных солей); 2 — несолевые породы галитовой субформации верхней соленосной формации (Махнач и др., 1994); 3 — органогенные карбонатные породы межсолевой формации; 4 — границы полей изотопного состава несолевых пород галитовой субформации (поля а–г см. текст)

уже, чем для несолевых прослоев галитовой субформации Припятского прогиба в целом, который в карбонатном веществе несолевых прослоев галитовой субформации меняется от $-17,5$ до $0,8$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $19,8$ до $36,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1) (Махнач и др., 1994, 1995; Makhnach et al., 1994).

Важно отметить, что образцы несолевых пород галитовой субформации собраны во внутренних частях Припятского прогиба за пределами Старобинского месторождения. Здесь по изотопным данным выделяются четыре группы образцов (буквы на рис. 1), которые соответствуют различным палеогеографическим обстановкам. Разнообразие обстановок отражает сильную дифференциацию рельефа ложа эвапоритового бассейна при формировании галитовой субформации в условиях главной фазы рифтового развития прогиба.

Группа образцов «а» (обстановка «а») характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}=0,7..0,8$ ‰ и $\delta^{18}\text{O}=35,4..36,4$ ‰. Обогащенность тяжелым кислородом указывает на формирование карбонатного вещества в среде рассолов, испытавших существенное испарительное концентрирование. Такое обогащение тяжелым кислородом достигается на гипсовой

стадии галогенеза (Aharon et al., 1977; Pierre, Rouchy, 1988 и др.). Поэтому можно предполагать, что растворы, участвовавшие в седиментации и раннем диагенезе отложений группы «а», представляли собой рассолы гипсовой стадии. Формирование этих отложений протекало, по-видимому, в условиях интенсивного изотопного обмена между кристаллизующимися минералами и атмосферной CO_2 (фации типа сабкхи). Они могли быть приурочены к островным поднятиям в Припятском эвапоритовом бассейне, подверженным периодическому затоплению и осушению в связи с приливами-отливами и ветровыми нагонами.

Обстановке «б» свойственно формирование карбонатных отложений с изотопным составом кислорода (30,0...32,2 ‰) углерода (-4,5...-0,9 ‰), т.е. незначительно облегченных по отношению к карбонатам группы «а». К образованию отложений с таким изотопным составом могли привести процессы седименто- и диагенеза на сводах поднятий, которые омывались морской водой, втекавшей в солеродные ванны из более открытых частей бассейна.

Обстановки «в» и «г» палеогеографически достаточно близки между собой. В обстановке «в» происходило образование карбонатов с легким составом кислорода (19,8...25,5 ‰) и умеренно легким — углерода (-7,0...-2,8 ‰). Самая многочисленная группа образцов «г» (70 % всех случаев) включает породы с легким изотопным составом кислорода (20,9...26,4 ‰) и очень легким составом углерода (-17,5...-9,7 ‰). Их формирование происходило в среде высококонцентрированных рассолов стагнированных зон глубоких солеродных ванн, для которых были характерны активно протекавшие процессы бактериальной сульфат-редукции (разложение больших масс O_2). Облегчение изотопного состава кислорода было обусловлено, вероятно, влиянием повышенной температуры за счет парникового эффекта в стратифицированной по минерализации толще рассолов (Gavish, 1980; Сонненфелд, 1988) и/или инверсии $\delta^{18}\text{O}$ в рассолах при их сгущении (Lloyd, 1966; Валяшко и др., 1977; Knauth, Beeunas, 1986).

Таким образом, имеющиеся изотопные данные свидетельствуют о разнообразных условиях образования карбонатного материала несолевых прослоев в галитовой субформации внутренних частей Припятского прогиба — от глубоких стагнированных ванн до сабкховых мелководий на островных поднятиях. При этом при формировании калиеносной субформации на Старобинском месторождении, расположенном на небольшой площади в пределах северо-западной центриклинали прогиба, условия осадконакопления были менее разнообразными и отличными от тех, что были характерны для галитовой субформации Припятского прогиба в целом.

Следует отметить, что распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу калиеносной субформации неравномерное. Например, в нижней части калиеносной субформации от ее основания (пачка «0») и вверх (до IV калийного горизонта, пачка «б») происходит облегчение изотопного состава углерода и утяжеление — кислорода (рис. 2). Причем карбонатное вещество пород каждой из пачек на графике рис. 2 образует собственные изотопные «поля». Эту закономерность мы склонны объяснять однонаправленным изменением условий седиментации в бассейне осадконакопления, обусловленным постепенным усилением континентального питания (что, вероятно, было связано с уменьшением глубины водоема в силу тектонических причин) с привнесом поверхностными водами изотопно легкой почвенной углекислоты.

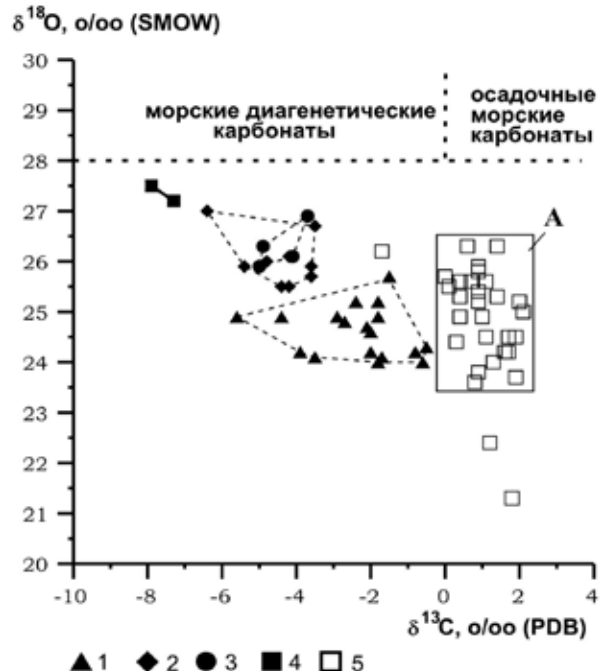


Рис. 2. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном веществе верхнесолевого толщи (скв. 417) и органогенных карбонатах Девонского прогиба.

1–4 — пачки: 1 — «0», 2 — «2», 3 — «4», 4 — «5»; 5 — органогенные карбонаты. Область «А» — нормально-осадочные карбонаты девонского моря Припятского прогиба

Выше по разрезу (пачка «8») в распределении величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отмечается отчетливое и синхронное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода от подошвы к кровле пачки. Приток свежих порций морской воды снижал вклад континентальных вод с их легким почвенным углеродом и одновременно приводил к утяжелению изотопный состав кислорода рассолов, участвовавших в формировании подстилающей солевой пачки. Тем самым происходило утяжеление величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ до стандартных морских значений.

В разрезе пачек 10 и 12 скважины 714 отмечается тенденция изменения $\delta^{13}\text{C}$, аналогичная для пачки «8». Динамика же значений $\delta^{18}\text{O}$ сложная и не поддается однозначной трактовке.

Следует отметить, что при образовании калиеносных отложений действует большое количество факторов. Разные процессы могут приводить к формированию карбонатных минералов с одним и тем же изотопным составом углерода и кислорода. Поэтому более или менее однозначное толкование наблюдаемым в разрезе изменениям изотопного состава пород можно дать лишь в том случае, когда тренды изменений отчетливы и устойчивы, как, например, в рассмотренных выше интервалах разреза скважины 714.

Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в вышележащих породах (пачки 13–27, скв. № 71), охватывающих верхнюю часть калиеносной субформации, не обнаруживают однонаправленной закономерности, и их интерпретация в настоящее время затруднительна.

Для понимания условий формирования осадочных карбонатов Припятского прогиба в девонское время нами был изучен изотопный состав углерода и кислорода в органогенных образованиях межсолевых мелководных отложений. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них высокие (0–2 ‰), но существенно ниже, чем свойственные мелководным карбонатам (3–6 ‰) (Peryt, Magaritz, 1990; Кулешов, Седаева, 2009).

Изотопный состав кислорода в органогенных карбонатах (в среднем 25–26 ‰) на 4–5 ‰ легче, чем в современных морских осадках. Если предполагать, что изотопный состав кислорода палеозойского океана был таким же, как современной морской воды (Knauth, Beeunas, 1986), а эту точку зрения на материалах по белорусскому девону ранее доказывал один из авторов настоящей статьи (Махнач и др., 1995), то облегченность по кислороду карбонатов калиеносной субформации можно связывать с инверсией $\delta^{18}\text{O}$ в рассолах высоких стадий сгущения, а облегченность межсолевых карбонатных пород — со вторичной переработкой. Вместе с тем значительная близость значений $\delta^{18}\text{O}$ в органогенных карбонатных породах межсолевой толщи, взятых с разных глубин, позволяет предположить, что изотопный состав кислорода девонского моря Припятского прогиба был более легким по сравнению с современным океаном. Эта точка зрения ранее была высказана Я. Вейцером с соавторами (Veizer et al., 1999).

Изотопный состав серы изучался в ангидрите из пород керна скв. № 71. Этот минерал образует мелкие включения или слагает желваки, линзы и прослои в глинисто-карбонатных породах калиеносной субформации Старобинского месторождения. Значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от 20,9 до 30,0 ‰, в среднем составляя 25,6 ‰. Минимальные значения $\delta^{34}\text{S}$ хотя достаточно и близки к значению, которое принимается для сульфата морской воды фаменского века (23 ‰) (Kampschulte, Strauss, 2004), в целом несколько ниже (особенно для карбонатов калиеносной субформации). Очевидно, это является следствием привноса в бассейн седиментации изотопно легкой континентальной серы.

Значительное количество образцов сульфатов как из калиеносной субформации, так и из фаменских отложений прогиба имеют тяжелый изотопный состав серы. Это, несомненно, обусловлено имевшим место процессом бактериальной сульфат-редукции, который сопровождается накоплением тяжелой остаточной серы, мобилизуемой при кристаллизации сульфатных минералов. Нам представляется, что процесс сульфат-редукции вряд ли мог активно протекать в бассейне калиенакопления, где условия седиментации были преимущественно окислительными. Этот вывод в некоторой степени подтверждается отсутствием какой-либо корреляции между $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов и $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов в образцах, где определялись изотопы всех трех элементов. Процессы сульфат-редукции могли протекать и на постранидагенетической (катагенетической) стадии литогенеза.

Кроме того, высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ в ангидритах калиеносной субформации можно объяснять инвазиями в северо-западную центриклиналь прогиба рассолов с «уже готовой»

тяжелой серой из подготовительных бассейнов в пределах обширной территории Припятского прогиба, где условия были восстановительными.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00584а.

Литература

Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К. и др. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск: Наука. 1977. С. 120–124.

Махнач А.А., Михайлов Н.Д., Колосов И.Л., Шиманович В.М. Изотопы углерода и кислорода в девонских карбонатных образованиях Беларуси. Минск: Институт геологических наук АН Беларуси. 1994. 96 с.

Махнач А.А., Гулис Л.Ф., Колосов И.Л. и др. Соотношение изотопов кислорода в воде девонских бассейнов осадконакопления на территории Беларуси // ДАН Беларуси. 1995. Т. 39. № 3. С. 96–100.

Кулешов В.Н., Седаева К.М. Геохимия изотопов ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и условия образования верхнеказанских карбонатных отложений Волго-Вятского междуречья // Литология и полезн. ископаемые. 2009. № 5. С. 508–526.

Сонненфелд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир. 1988. 480 с.

Aharon P., Kolodny Y., Sass E. Recent hot brine dolomitization in the Solar Lake, Gulf of Elat, isotopic, chemical and mineralogical study // J. Geol. 1977. V. 85. P. 27–48.

Gavish E. Recent sabkhas marginal to the southern coasts of Sinai, Red Sea // Hypersaline Brines and Evaporitic Environments. Amsterdam: Elsevier. 1980. P. 233–251.

Kampschulte A., Strauss H. The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates // Chemical Geology. 2004. V. 204. P. 255–286.

Knauth L.P., Beeunas M.A. Isotope geochemistry of fluid inclusions in Permian halite with implications for the isotopic history of ocean water and the origin of saline formation waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 419–433.

Lloyd R.M. Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. V. 30. P. 801–814.

Makhnach A., Mikhajlov N., Shimanovich V., Kolosov I. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from saliferous deposits of the Pripyat Trough, Belarus // Sedimentary Geology. 1994. V. 94. P. 85–96.

Peryt T. M., Magaritz M. Genesis of evaporate-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland // Sedimentology. 1990. V. 37. № 4. P. 745–761.

Pierre C., Rouchy J.M. Carbonate replacements after sulphate evaporites in the Middle Miocene of Egypt // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 446–456.

Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. V. 161. № 1. P. 59–88.

ГАЛИТОВЫЙ И СИЛЬВИНОВЫЙ ТИПЫ СОЛЕЙ КАК ВОЗМОЖНЫЕ ИНДИКАТОРЫ СОСТАВОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРСКИХ БАСЕЙНОВ (НА ПРИМЕРЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОСАДКОВ — ШУНГИТОВ ЮГО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИИ)

В.В. Куликова

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

Автором, совместно с В.С. Куликовым, в рамках утвержденной тематики исследовались отдельные участки Онежской структуры (ОС) на предмет уточнения границы природных стран Фенноскандии и Русской равнины. Традиционно присутствие фанерозойских отложений в пределах указанной структуры в опубликованных работах не приводится. Поводом для постановки исследований послужили находки в шунгитах заонежской свиты палеопротерозоя (рис. 1) артефактов: биомаркеров неясного возраста, многочисленных зерен сильвина на некоторых участках, золота и т.д. Анализы были выполнены на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» при участии А.Н. Тернового в Институте геологии Карельского НЦ РАН.

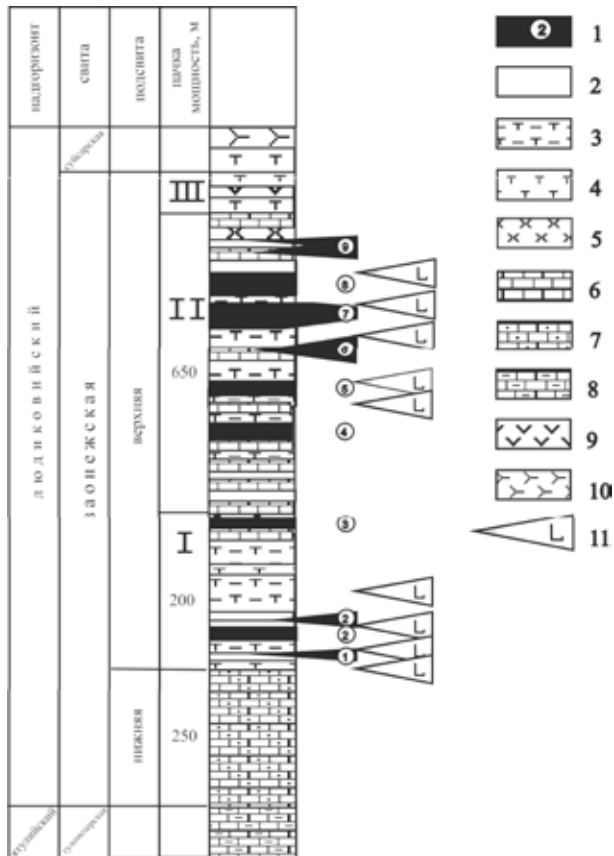


Рис. 1. Стратиграфическая колонка заонежской свиты и положение горизонтов шунгитоносных пород:

- 1 — горизонты шунгитоносных пород и их номера; 2 — алевролиты; 3 — туффиты; 4 — базальтовые туфы; 5 — кремнистые породы; 6 — доломиты; 7 — карбонаты, сланцы; 8 — доломиты, алевролиты; 9 — базальты; 10 — основные и ультраосновные лавы суйсарской свиты; 11 — силлы габбродолеритов

250 μm): спиральные, овальные, широкие ленты с округлыми концами и др.; 5) «медузоидные», «оборки» которых содержат S, K, Cl, Ti в форме рутила (?); 6) «глобулярный» кварц со структурой радиолярий, представленный скоплением отдельных хорошо идентифицируемых «глобул» (до 20 μm), внутренняя структура которых может быть сопоставлена со структурой радиолярий, имевших при жизни иглы, а их размерность, строение, характер отложения может свидетельствовать о присутствии в Заонежье горизонта «прардиоляритов» дискуссионного возраста. В подобных радиоляриях фанерозоя во внутренних капиллярах собирались капли нефти.

По обилию и сохранности бактериальной размерности фитопланктона можно предположить, что территория пережила специфический «рифейский» (?) или более молодой «палеонтологический взрыв».

По мнению ряда исследователей (Онежская..., 2011 и др.), химический состав углеродсодержащих пород из различных структур Карелии (в т.ч. ОС) тяготеет к полю глиен (высокоглиноземистые и глинистые группы пород), которые являются производными перемытой и переотложенной пирокластики и отвечают классу субгравакк, гравакк и мелановакк. По геохимическим характеристикам шунгитоносных осадочных пород заонежской свиты на примере первой и второй пачек верхней подсвиты, где они представляют большую часть разреза и не затронуты метасоматическими и приконтактовыми процессами, породы первой (нижней) пачки характеризуются преобладанием Na над K, а второй, наоборот, — K над Na.

В северной части ОС (Северо-Онежский синклиорий) в Заонежье хорошо известны осадочные углеродсодержащие породы — шунгиты и породы преимущественно кремнистого состава — лидиты, содержащие биомаркеры, происхождение которых имеет принципиальное значение для геологической истории региона: 1) проблематика в виде пленок («матов») состава магнетит — самородное железо, основой для которых являются единичные иголки Fe ($\leq 1 \mu\text{m}$); сложенные им «звездочки» или отдельные «кокки» (до 3 μm) и слоистые (до 5 нанослоев) «маты». Это, возможно, должно означать, что содержание кислорода в атмосфере в ОС достигло величины 1 % от современного (точка Пастера). «Маты» можно рассматривать как «наноджеспиллиты», т.к. в них отмечено чередование железных (или бедных кислородом) и магнетитовых слойков; 2) целые, частично и сильно разрушенные акритархи (10, редко 100 μm), оболочки которых сложены кремнистым веществом, а внутренние части — фрамбоидальным пиритом, обогащенным P и S, в шунгитах со следами волноприбойных знаков в хорошо сохранившихся углублениях; 3) акритархи в виде фрамбоидального пирита (20–50 μm) — «прафораминиферы?» сложного многокамерного строения; 4) стяжения углерода, сопоставимые с *Palaeolyngbya*, углеродистые ленты со спиралевидными *Grypania*, микроскопические пленки, близкие таковым в отложениях Китая (1,85–1,62 Ga) (до

Онежской параметрической скважиной (ОПС) в интервале 2944,0–2115,0 м вскрыта «Галитовая толща» (Онежский галит встречен здесь впервые) мощностью 194,0 м, что может объяснять эти закономерности. Происхождение галитовой толщи, как и отнесение ее к нижнепротерозойскому ятулийскому надгоризонту, по мнению автора, дискуссионно, хотя полученные оценки ее возраста изохронным Rb-Sr методом составляют 2216 ± 68 Ma (Онежская..., 2011). Галитовые породы содержат обломки измененных вулканогенных пород основного, среднего состава, обломки магнезитсодержащих туфоалевропелитов, кварцитов. В разрезе ОПС отсутствуют подсолевые осадочные породы, что необычно для классических соленосных толщ и в дальнейшем требует своего объяснения. Выше лежащие сильвинсодержащие шунгиты могут оказаться хранилищем остатков более молодого, например, пермского моря, исходя из следующих соображений.

Широкое развитие кор выветривания неясного возраста установлено в откосах двух карьеров: Загогино и Максово, благодаря любезному приглашению Ю.К. Калинина — владельца ОАО «Карбон-шунгит». На геологической карте ОС (2011) показано нахождение рифейских и вендских образований вплоть до о-ва Клименецкий в Онежском озере, кембрийские глины обнаружены инженерными работами на западном берегу Онежского озера в районе пос. Ладва, а Андомская гора на его юго-восточном побережье сложена в основном девонскими красными глинами, поэтому предполагается, что коры выветривания, указанные выше, могут быть отнесены к девону.

Они обнаружены впервые по телам базальтов и долеритов (?) (рис. 2), которые сохраняют форму, но полностью сложены рыхлым материалом. Выше кор в карьере Загогино Ю.К. Калининым также любезно были показаны весьма необычные породы, близкие, на взгляд автора, по внешнему виду бокситам (рис. 3).

Отложения нижнего карбона в виде протяженного глинта прослеживаются от оз. Ильмень, широко развиты в Пудожском районе РК, а также Плесецком и Каргопольском Архангельской обл., где они непосредственно налегают на палеопротерозойские коматиитовые базальты Ветреного Пояса и контролируют месторождения бокситов в долине р. Иксы (СОБР), залегающих в палеоложбинах поверхности девонских пород. Для территории не

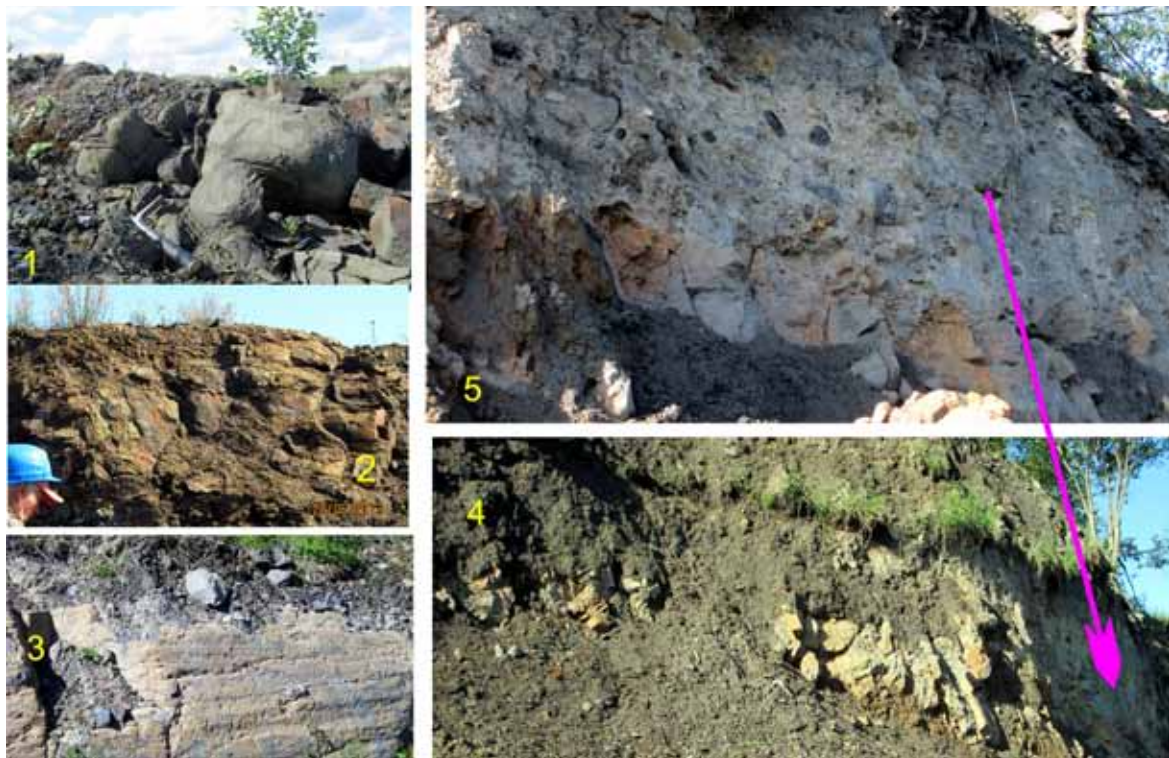


Рис. 2. Карьер Максово. Коры выветривания по долеритам — 1, подушечным лавам — 2, осадкам — 3(?), граница коры выветривания пикритовых базальтов со столбчатой отдельностью — 4, контакт более молодых (четвертичных?) образований с корами выветривания

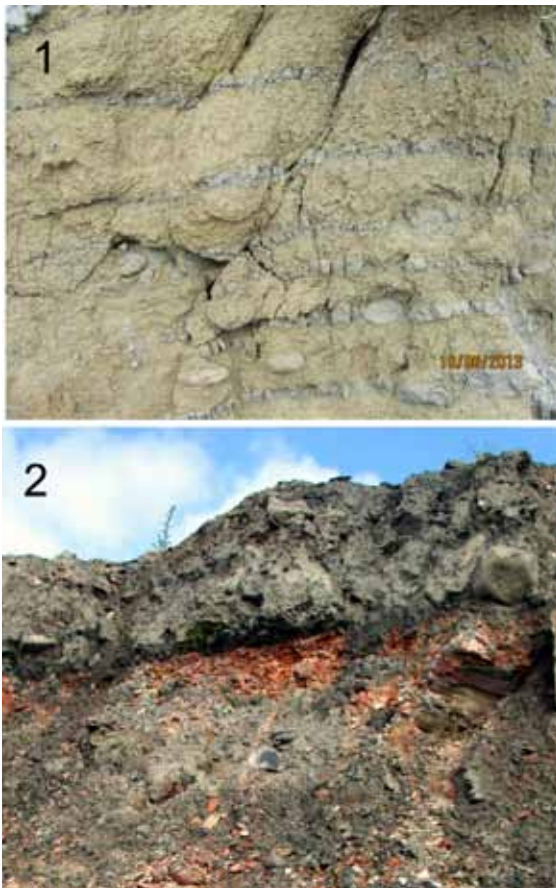


Рис. 3. Карьер Загогино. Коры выветривания по базальтам — 1, «бокситоподобные» останцы на корях выветривания — 2

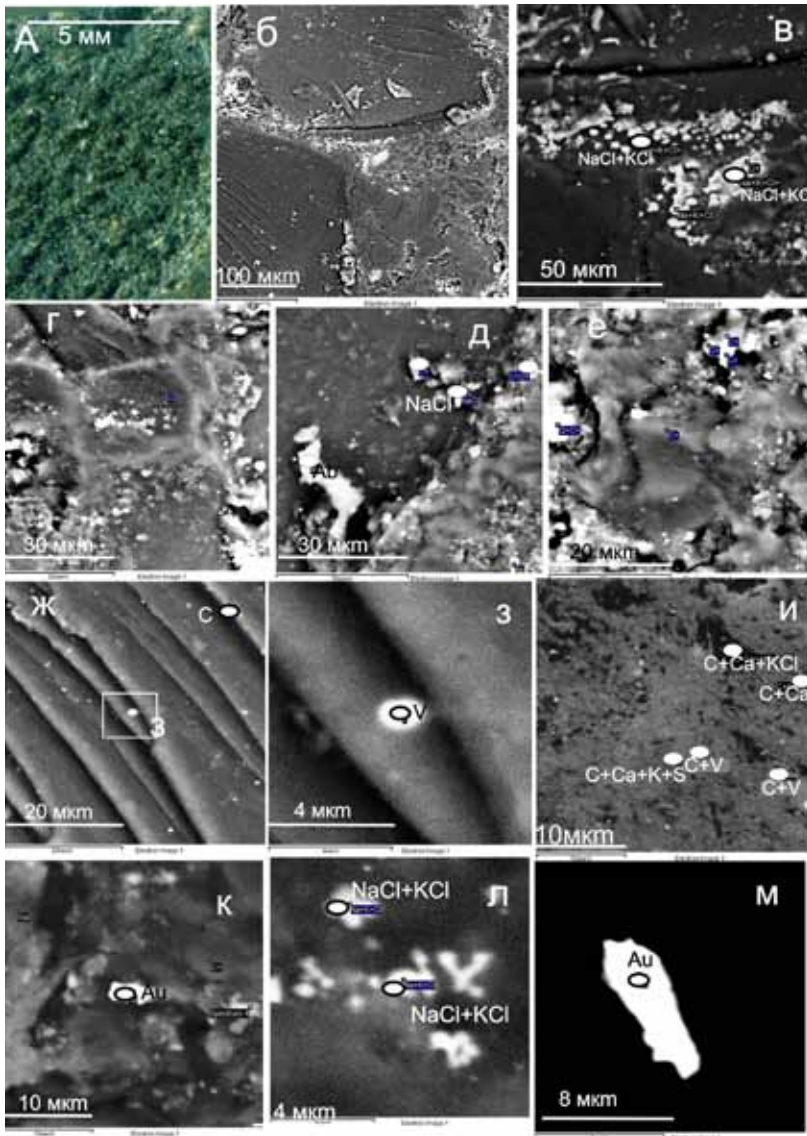
известны отложения пермского периода, хотя возможным доказательством в пользу его следов может служить широкое присутствие в верхах заонежской свиты (рис. 1) сильвина. Однако калиевые соли образуются в результате испарения и охлаждения рапы калийных водоёмов, возникавших на части площади галитовых водоёмов. Но в ОС каменная и калийная специализация разделены по времени, следовательно, можно предположить, что это было время с наиболее благоприятными условиями для накопления соленосных серий, т.е. девон или пермь.

Сильвин установлен, как правило, на преобразованных шунгитовых породах — стенках карандашных отдельностей (Максово) (рис. 4), на поверхности жил шунгита-1 (антраксолита), на пластинках шунгита совместно с баритом, сфеном, рутилом, апатитом, кальцитом (о. Березовец, Онежское озеро) и др. В пос. Шуньга порода представлена сложным агрегатом состава кварц-углерод (шунгит)-пирит-магнетит-железо и др., а также апатитом и монацитом. Внутреннее строение этой смоляно-черной блестящей породы характеризуется смятыми в тончайшие складочки слоечки ассоциации кварца-углерода размером менее 5 мкм (рис. 5). В ней были обнаружены «маты» железистых бактерий в динамике их формирования: от единичных «звездочек» до отдельных «особей» и слоистых,

до 5 нанослоев, «матов». По своему положению и структуре это «вещество» сопоставимо с вурцилитом (от фамилии Wurtz — одного из первых исследователей битумов) — своеобразным жильным битумом, известным в штате Юта, США. Он по составу и свойствам наиболее близок к элатеритам, т.к. приурочен к гидротермальным жилам как внутри шунгитовой толщи, так и в трещинах, секущих вмещающие осадки. Состав: С — 82,2 %; Н — 10,9 %; N — 1,8 %; S — 3,2 %; О — 1,9 %, что отличает от исследуемого «минерала», где по технологическим причинам пока не установлены Н и N, но существенную роль играют Cl, V, KCl, Ca, Fe. Индивидуальность зерен по отношению к вмещающей породе может свидетельствовать о поздних процессах солеобразования.

Полученные данные указывают на большой объем разных форм эвкариот в Онежской структуре, привязанных к шунгитовым горизонтам. По сохранности и обилию фитопланктона, особенно в зоне дробления этих пород (максовитов), можно ставить вопрос о существовании здесь на перемытых палеопротерозойских комплексах раннерифейского или более молодого возраста отложений, формировавшихся при повышенной солености моря, что подтверждается особенностями строения вскрытой толщи галита и выявленных в разных препаратах кристаллов галита и сильвина.

Геохимическая калиевая специализация более молодых осадочных пород и устойчивое нахождение сильвина позволяют обсудить вариант следов молодых фанерозойских событий на данной территории. Эта закономерность может также оказаться серьезным критерием как для корреляции разрезов свиты, так и нового подхода к стратиграфии ЮВ Фенноскандинавского щита.



Литература
 Онежская палео-протерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

Рис. 4. Образец шунгита-1. А — общий вид с торца; б — пластинки углерода с поздними «высыпаниями» сильвина и галита (в — деталь); г, д, е — разные генерации плейчатых пластинок; ж, з — фестончатая структура пластинок С; и — система трещин спайности (?) с солями, ванадием и др.; л — кристаллы соли; к, м — пластинки золота на поверхности торца

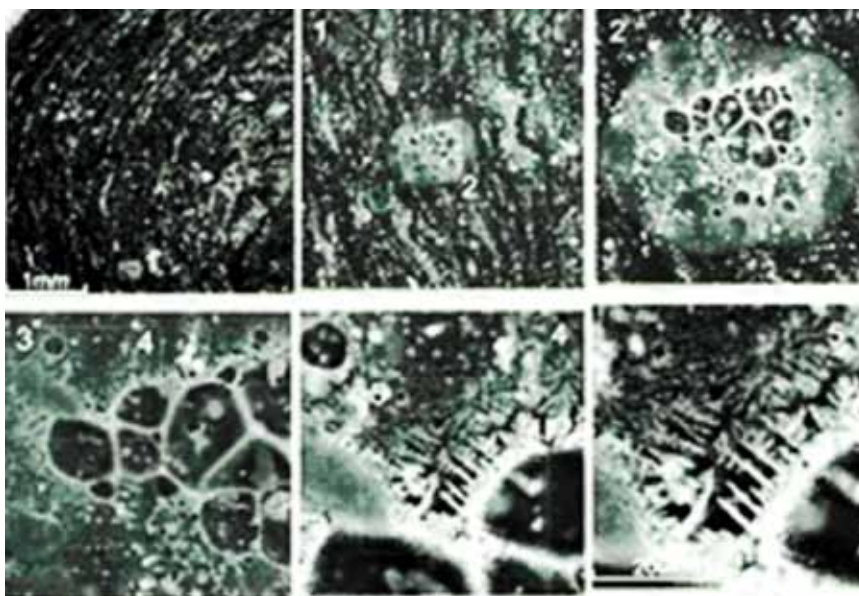


Рис. 5. Тонкоплойчатая структура шунгита-1 с фрагментом сильвина. Участок «штольня» — дер. Шуньга

МАРГАНЕЦ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИИ)

В.В. Куликова¹, В.С. Куликов¹, Я.В. Бычкова²

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, yanab@yandex.ru

Геохимические особенности, минералогия и генезис месторождений марганца до настоящего времени создают возможности для активной дискуссии (Водяницкий, 2009; Савенко В.С., Савенко А.В., 2009; Юдович, 2012; Юдович, Кетрис, 2013 и др.). Тем более актуально это для раннего докембрия. Обнаружение и исследование авторами интерметаллидов в шунгитовых породах нижнего протерозоя (людиковия) в Онежской палеопротерозойской структуре (ОС) (по более ранним работам, «Онежская мульда») повлекло за собой серию новых открытий по геохимии и минералогии разных элементов, которые на современном уровне не имеют объективного объяснения. Людиковийские вулканогенно-осадочные комплексы залегают на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте на площади ~40 000 км² и распространены от Ладожского до Онежского озер (рис. 1).

Благодаря слабому метаморфизму именно в ОС сохранились исходные текстурные особенности магматических и осадочных комплексов, но однозначно расшифровывать ее строение пока не удастся. В то же время ОС может рассматриваться в качестве относительного геологического эталона для палеопротерозоя. Ее изучение с переменным успехом продолжается с XVII в. до настоящего времени. Подведен определенный итог (Онежская..., 2011) анализа существующих знаний, и созданы макеты (рис. 2) и геологические карты территории. Главным стратотипическим подразделением для ОС остается людиковийский надгоризонт. Его разрез подразделяется на два горизонта: нижний — заонежский и верхний — суйсарский и детально описан в ряде крупных современных работ.

Заонежская свита по своему строению представляет особый интерес вследствие широкого присутствия в ней так называемого шунгитового углеродистого вещества (антракосолита и т.д.), содержащего ряд малоизученных, а также впервые открытых, в том числе авторами (Куликова и др., 2010; Куликова, 2010; Куликова и др., 2011; Куликова, Никитенко, 2011а, б; Куликова, Куликов, 2012 и др.), элементов и минералов (камасит – тенит, ярлунгит и т.д.).



Рис. 1. Фациальный профиль образований людиковия юго-восточной части Фенноскандинавского щита (по Геология шунгитосных..., 1982). А. 1 — кварциты и конгломераты Ладожской серии; 2 — лавы, туфы и туфоконгломераты на территории кряжа Ветренный Пояс. Людиковий: А — замкнутые бассейны с осадконакоплением: 3 — терригенным; 4 — терригенно-глинисто-кремнистым; 5 — глинисто-кремнистым; 6 — терригенно-глинистым; 7 — карбонатным с С. Б — бассейн карбонатно-глинистого осадконакопления с проявлением подводного вулканизма. 8 — вулканогенно-осадочные породы (а), в том числе углеродсодержащие; 9 — кремнистые породы (лидиты-?); 10 — базальты; 11 — высокоуглеродистые породы; 12 — карбонатно-терригенно-глинистые (амфибол-кварц-биотитовые с гранатом и ставролитом, кварц-полевошпат-биотитовые с гранатом, графитовые, графит-кварц-биотитовые сланцы, скарнированные карбонатные породы; 13 — карбонатно-глинистые, частью песчано-карбонатные (сланцевые доломиты, слюдяные сланцы, углеродсодержащие) породы; 14 — доломиты; 15 — амфиболиты и гранитогнейсы архейского фундамента; 16 — протерозойские граниты

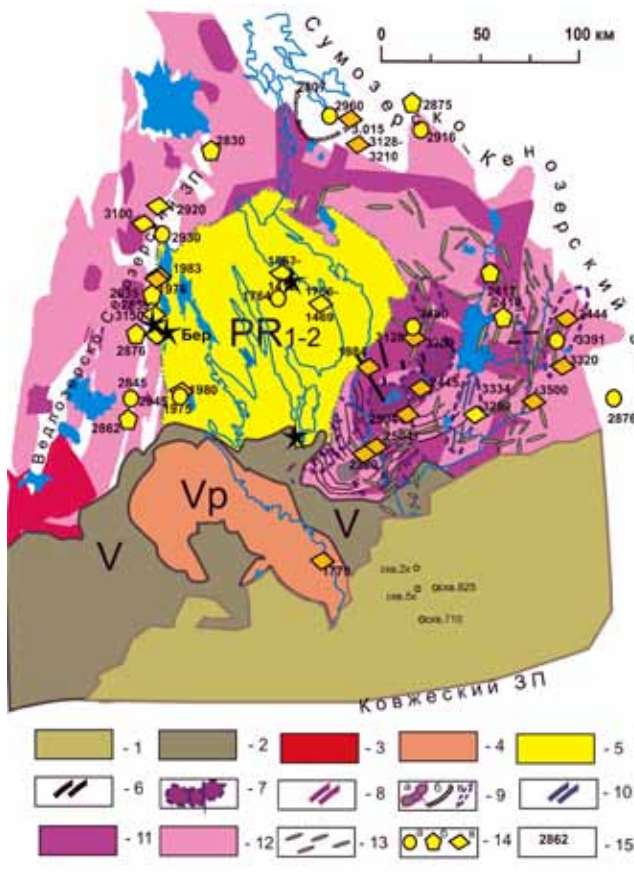


Рис. 2. Схема геологического строения Водлозерского блока в эволюции от палеоархея до девона (составили В.В. Куликова и В.С. Куликов, 2011 г.). Фанерозой.

1 — девонские нерасчлененные образования. Неoproтерозой (венд или эдиакарий). 2 — песчаники, конгломераты. Мезопротерозой (рифей). 3 — граниты рапакиви. Палеопротерозой. 4 — кварцитопесчаники, силлы долеритов (вепсий или статерий); 5 — нерасчлененный комплекс осадков, в том числе доломитов, шунгитов с предположительно рифейской фауной и солей; вулканитов; долеритов; метасоматитов и др. (ятулий – людикий или рясий – орозирий); 6 — дайки и силлы долеритов пудожгорского типа. Интрузивы и дайки (сумий-сарюлий, сидерий). 7 — Бураковский расслоенный плутон, 8 — Авдеевская, Шальская и др. дайки габроноритов. 9 — внутрикоровая магнитная аномалия остаточного расплава Бураковского плутона (а), поверхностные «волны» вокруг нее (б), выделенные поля гранулитового метаморфизма по геофизическим и геологическим данным. Мезоархей (?). 10 — нерасчлененный комплекс даек, в том числе габронориты. Нео- и мезоархей нерасчлененные. 11 — пегматиты, граниты, трондьемиты на территории Водлозерского блока. Палеоархей. 12 — нерасчлененный комплекс ТТГ (тоналиты, трондьемиты, диоритоиды), 13 — останцы и реликты древнейших амфиболитов Фенноскандинавского щита — волоцкая свита. 14 — изотопные возрасты, полученные Sm-Nd (а), Pb-Pb и Pb-U по цирконам и бадделейтам (б), K-Ar по биотиту и мусковиту (в) методами, 15 — изотопный возраст в млн лет (Ma). Звездочки — места находок минерализации Mn



Рис. 3. Выход шунгитов в нижнем течении р. Суна (дер. Березовка). Фото А. Кутенкова

Частным случаем является неизвестная ранее минерализация марганца (ЖМК-?), обнаруженная в виде микрослоев в шунгитовых породах на ряде объектов (Шуньга, о. Березовец в Онежском озере, мыс Декनावолок на оз. Кончозеро, на р. Суна, к югу от территории заповедника «Кивач»), образцы которых были любезно предоставлены сотрудником заповедника А. Кутенковым (рис. 3).

Ранее (Онежская., 2011 и др.) результаты кластерного анализа показали, что в породах свиты наиболее тесную связь имеют: $Al_2O_3-TiO_2$, $FeO-MnO$, $MgO-CaO$, $Na_2O-Al_2O_3$, поскольку Ca и Mg входят в карбонаты, Si преобладает в виде кварца, двухвалентное Fe и Mn находятся в карбонатных породах в виде сидерита и родохрозита. Содержания Mn были установлены в пределах фоновых величин для разных типов пород: в карбонатных породах и сланцах больше, меньше в туфогенных, самые низкие — в кремнистых породах и алевролитах. С увеличением Сорг. в породах содержание Mn уменьшается, за исключением аргиллитов, в которых наблюдается некоторое его повышение при увеличении Сорг. от 25 до 40 %. Это отражает (?), по мнению этих авторов, карбонатофильность марганца (изоморфное замещение в рядах кальцит-родохрозит, сидерит-родохрозит, доломит-Mn-доломит), а также роль богатой марганцем базитовой кластики. Однако, в более ранней работе (Голубев, Светов, 1983) показано, что повышенное содержание Mn в заонежской свите характерно исключительно для базитов Уницкой губы Онежского озера и обычно для базальтов суйсарской свиты — до 0,30 масс. %.

Вышеуказанные образцы шунгитов из р. Суна изучались авторами при участии А.Н. Тернового на плоскости отдельности (рис. 4) и на боковой поверхности (рис. 5) без полировки и напыления на микроанализаторе «INCA Energy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН. Горизонтальная поверхность скола представляет собой неровную бугристую плоскость, понижения между минералами которой заполнены пленкой углеродистого вещества с современными диатомеями и др. (рис. 4: 6, 7–13). Составы минералов Мп достоверно не определены вследствие отсутствия в анализах Н. Химизм породы на отдельных площадках вещества изменчив, например, (%): 1) CO_2 — 69,72, MgO — 0,69, Al_2O_3 — 1,12, SiO_2 — 2,23, SO_3 — 0,45, CaO — 2,70, TiO_2 — 0,33, MnO — 20,17, Fe_2O_3 — 2,60 (рис. 4: 3), в том числе и на ограниченной площади. Здесь обнаружены металлические медь и железо, пирит, барит, сильвин, измененный циркон, многочисленные шарики состава (%): CO_2 — 47,02; Na_2O — 2,27; MgO — 1,10; Al_2O_3 — 15,67; SiO_2 — 27,00; K_2O — 0,95; CaO — 0,92; TiO_2 — 0,28; MnO —

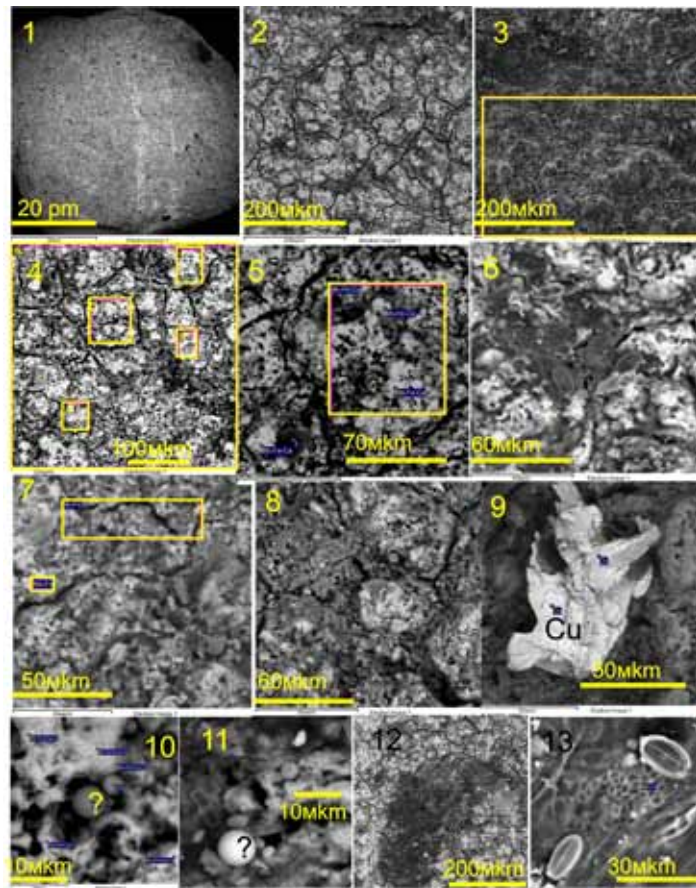


Рис. 4. Структура и состав горизонтальной поверхности скола шунгитов в нижнем течении р. Суна (дер. Березовка). 1 — общий вид, 2–8 — комковатая структура с «трещинками усыхания» (?) Мп-содержащей карбонатной породы, 3 – 10–12 — силикатные Al-содержащие шарики, 12–13 — диатомеи и пленки углеродсодержащего (шунгитового) вещества.

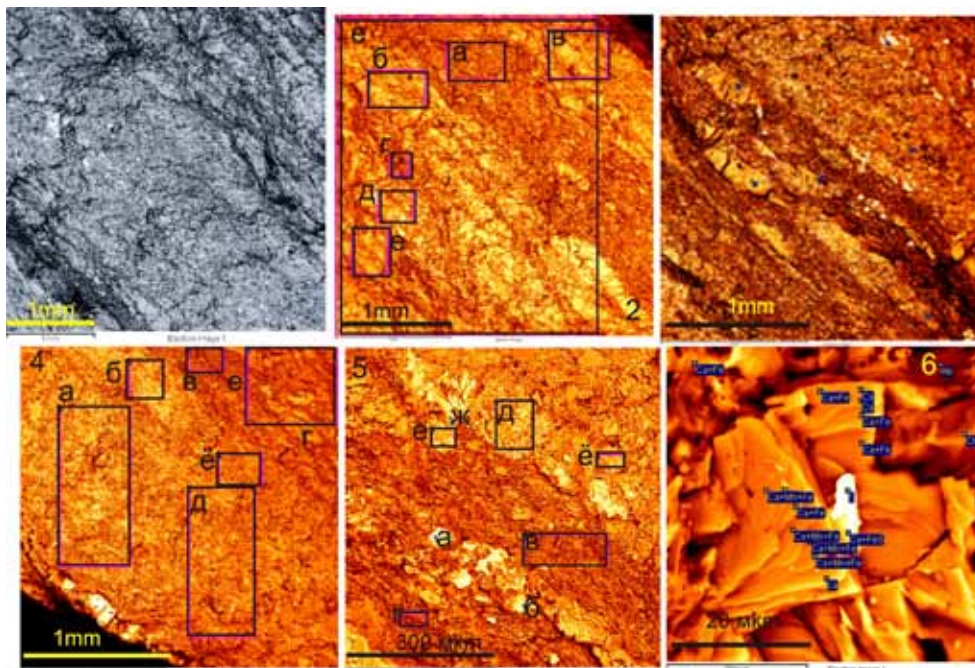


Рис. 5. Структура и состав боковой поверхности образца шунгитов. 1 — общий вид, 2–5 — линзовидная структура, 6 — «слоистый» Мп-содержащий кальцит

2,52; Fe₂O₃ — 2,27; органическая пленка (рис. 4: 13) (%): CO₂ — 92,51; SiO₂ — 0,84; SO₃ — 0,63; CaO — 1,25; MnO — 4,77.

Боковой срез образца представлен сложнопостроенным слойком пестрого состава (рис. 5). Слоистость обусловлена чередованием прерывистых линзочек карбонатных пород, неоднородного состава. Встречены рутил, сфен, пирит, металлическое олово, магнетит, сильвин, циркон и др.

Исходя из опубликованных данных (см. список литературы), можно предположить, что формирование ранее неизвестной здесь минерализации марганца имеет многофакторный характер, который можно расшифровать лишь при детальном картировании структуры и изучении пород на современном уровне.

Литература

- Базилевская Е.С. Феномен марганца на Земле // Природа. 2003. Т. 5. С. 35–42.
- Букреева В.Ю., Грабович М.Ю., Епринцев А.Т., Дубинина Г.А. Сорбция коллоидных соединений оксидов железа и марганца с помощью железобактерий на песчаных загрузках очистных сооружений водоподъемных станций // Сорбционные и хроматографические процессы. 2009. Т. 9. Вып. 4. С. 506–514.
- Водяницкий Ю.Н. Минералогия и геохимия марганца (обзор литературы) // Почвоведение. 2009. № 10. С. 1256–1265.
- Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: «Карелия». 1982. 204 с.
- Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: «Карелия». 1983. 192 с.
- Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В. Тэнит + камасит в шунгитах Заонежья как индикаторы космического события (?) // Материалы II международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М. 2010. С. 165–170.
- Куликова В.В. Палеопротерозойские вулканы Центральной Карелии и модели их образования (новый взгляд) // Литосфера. 2010. № 3. С. 118–127.
- Куликова В.В., Куликов В.С., Терновой А.Н., Бычкова Я.В. Новые для ЮВ Фенноскандии минералы как возможные свидетели палеопротерозойского космического события // Материалы VIII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии «Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона», посвященной 135-летию со дня рождения академика Д.С. Белянкина. Апатиты: Изд-во К & М. 2011. С. 100–115.
- Куликова В.В., Никитенко Е.М. Составы вмещающих пород Au месторождения Дегдекан // Тезисы докл. II международного горно-геологического форума, посвященного 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011а. С. 119–120.
- Куликова В.В., Никитенко Е.М. Минералы Au месторождения Дегдекан // Тезисы докл. II международного горно-геологического форума, посвященного 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011б. С. 120–121.
- Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.С. Минералы кремнезема и их роль при характеристике шунгитов Заонежья: радиолярии (!?) – лидиты (?) – яшмы // Всероссийской научной конференции уральская минералогическая школа-2011, посвященная 300-летию М.В. Ломоносова. Екатеринбург. 2011. С. 114–118.
- Куликова В.В., Куликов В.С. Фрамбоиды пирита и других минералов в шунгитах Онежской структуры // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНИЦ РАН. Апатиты: Изд-во К & М. 2012. С. 274–279.
- Савенко В.С., Савенко А.В. Экспериментальные методы изучения низкотемпературных геохимических процессов. М.: ГЕОС. 2009. 303 с.
- Силаев В.И. Механизмы и закономерности эпигенетического марганцевого минералообразования: автореф. на соискание степени доктора г.-м.н. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2006. 47 с.
- Феномен марганца. <http://asan.eto-ya.com/1st/programma-gordon/22-10-03/>
- Юдович Я.Э. Геохимия марганца // Вестник. 2012. № 5. С. 19–24.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия марганца в процессах гипергенеза: обзор // Биосфера. 2013. Т. 5. № 1. С. 21–36.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ В РАЗРЕЗАХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

П.Н. Куприн

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
kuprin@geol.msu.ru

Под литогенетическими зонами понимаются интервалы разрезов осадочного слоя, которые по параметрам состояния соответствуют рыхлому осадку, осадочным горным породам и переходным между ними отложениям. Они проявляются только в отложениях субаквального генезиса. Выделение литогенетических зон — это прослеживание дальнейшей геологической истории осадконакопления. В разрезах осадочного слоя современных морей и океанов процесс формирования осадочной горной породы можно наблюдать чуть ли не в природной обстановке. Постседиментационные процессы (диагенез, катагенез, метагенез) искажают результаты только что совершившегося процесса отложения осадков. Седиментогенез более разнообразен, чем это вытекает из неоднозначных выводов при решении обратной задачи.

Трансформация рыхлого осадка в консолидированную осадочную горную породу осуществляется в процессе литогенеза и отражает естественную смену стадии седиментогенеза стадией диагенеза.

Морской (океанский) осадок представляет собой геологическое тело, состоящее из обломочных карбонатно-силикатных и хемогенно-биогенных частиц, образовавшихся под воздействием физических, химических, биологических и геологических процессов в зоне взаимодействия литосферы и гидросферы, находящееся в термодинамических условиях поверхностного слоя литосферы и не испытавшее консолидации.

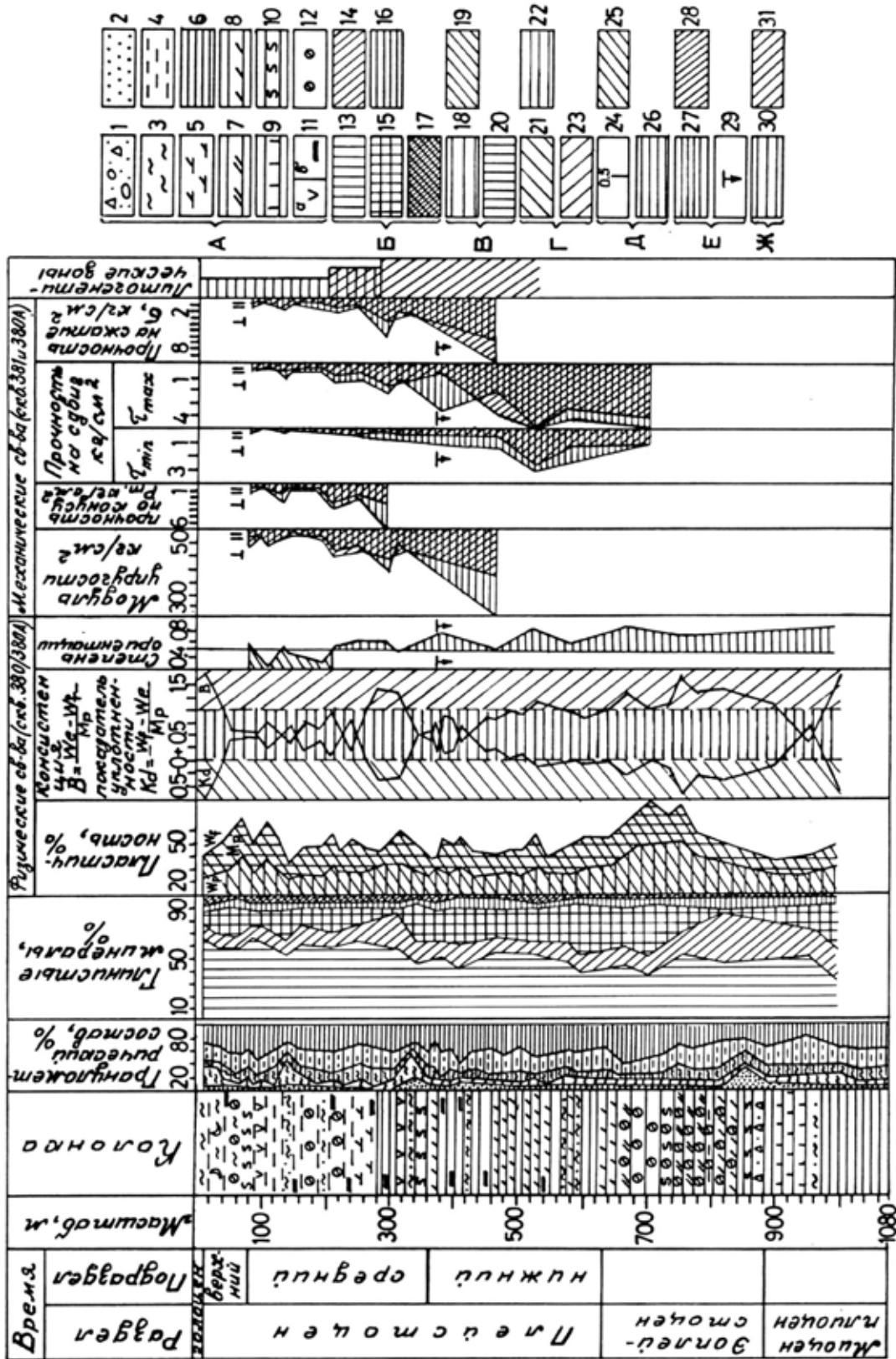
В разрезах осадочного слоя верхняя его часть соответствует литогенетической зоне осадка. Ее толщина изменяется от 45 до 198 м (таблица). Минимальная толщина наблюдается в разрезе осадочного слоя Каспийского моря, не связанного непосредственно с Мировым океаном. Осадки этой зоны характеризуются разнообразием текстур, высокой влагоемкостью, очень слабым уплотнением и пр.

Границы литогенетических зон и их толщины (м) в разрезах скважин, вскрывших осадочный слой некоторых морей и океанов

| Литогенетическая зона, м | Под-зона | Каспийское море скв.17 | Черное море скв.380/380A DSDP Leg.42, ч.2 | Балеарское море, скв.372 DSDP Leg.42, ч.1 | Северо-Американская ГОК скв.106 DSDP Leg.11 | Центрально-Тихоокеанская ГОК скв.167 DSDP Leg.17 |
|--------------------------|----------|------------------------|---|---|---|--|
| осадка | | 0–45 (45 м) | 0–190 (190 м) | 0–113 (113 м) | 0–120 (120 м) | 0–198 (198 м) |
| переходных отложений | | 45–300 (255 м) | 190–310 (120 м) | 113–311 (198 м) | 120–380 (260 м) | 198–660 (462 м) |
| осадочных горных пород | юных | 300–515 (215 м) | 310–750 (440 м) | 311–607 (296 м) | 380–763 (383 м) | 660–845 (185 м) |
| | молодых | 515–1700 (>1200 м) | 750–1074 (>324 м) | 607–885 (>278 м) | 763–1015 (>252 м) | 845–1185 (>290 м) |

Примечание: ГОК – глубоководная океанская котловина

По мере перекрытия ранее отложившегося осадка более молодыми отложениями происходит заметное изменение параметров осадков. В ряде интервалов, обогащенных или сложенных лабильными образованиями, они приобретают свойства осадочной горной породы. Но в некоторых других интервалах еще сохраняются свойства рыхлого осадка с неупорядоченной текстурой. Интервалы с отложениями то рыхлого осадка, то осадочной горной породы или с промежуточными свойствами образуют литогенетическую зону переходных отложений. Толщина такого интервала крайне не выдержана и колеблется от 120 до 462 м (таблица).



Литогенетические зоны и некоторые свойства отложений, вскрытых скважиной 380/380A DSDP в Черном море. А — состав отложений. Б — гранулометрический состав (фракции от >0,1 до <0,001 мм). В — распределение глинистых минералов: гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойные, каолинит и хлорит. Г — изменение пластичности. Wp — нижний, Wfl — верхний пределы пластичности, Mr — число пластичности. Д — механические свойства: консистентия и показатель уплотненности. Е — упругость отложений. Ж — литогенетические зоны

Переход от относительно мягкой к более жесткой термодинамической обстановке сопровождается существенными изменениями не только свойств и текстуры, но нередко и состава отложений. Осадочные образования утрачивают рыхлость, пористость, водонасыщенность и приобретают во всех своих частях свойства осадочной горной породы. Этот интервал можно назвать литогенетической зоной осадочных горных пород. В верхней части данной зоны располагается подзона юных осадочных горных пород. Ее толщина почти везде достигает 200 м. Ниже, уже в зоне катагенеза, располагаются отложения подзоны молодых осадочных горных пород с типичной для нее слоистой текстурой.

Колебания в толщинах, в составе и свойствах отложений названных литогенетических зон обусловлены также геологическими условиями расположения объектов исследования. Поэтому разрезы могут отличаться некоторыми особенностями как состава, так и строения.

Переходы от одной зоны к другой расплывчатые, часто бывает трудно по одному-двум параметрам провести эту границу. В нашей практике вопрос о границах между литогенетическими зонами решался в основном по результатам комплексного применения значительного числа методов исследования. На рисунке показаны результаты визуальных и аналитических исследований изученного разреза.

Выделение литогенетических зон необходимо при выборе и проектировании мест расположения индивидуальных оснований-платформ для морских скважин, при строительстве мостов, трасс, для прокладки различных видов кабелей, трубопроводов, для постройки других инженерных сооружений. Научное значение выделения литогенетических зон связано с решением проблемы геологической истории осадка, то есть с явлениями перехода от одной к другой стадиям и/или от одного к другому этапам литогенеза.

ОЦЕНКА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИЙ ЛИСТОВ М-37-II (КШЕНСКИЙ) И N-37-XXXI (МАЛОАРХАНГЕЛЬСК)

Е.В. Кутищева

Воронежский государственный университет, Воронеж, kutishcheva.e@yandex.ru

Отложения альбского яруса известны почти на всей территории Воронежской антеклизы, отсутствуя лишь на севере Орловской области. Залегают они с размывом на породах апта, южнее линии гг. Курск-Тим на неокомских и даже юрских образованиях, а перекрываются повсеместно песчаными породами сеномана.

Целью данной работы явилась подробная гранулометрическая характеристика альбских отложений в пределах территории листов М-37-II (Кшенский) и N-37-XXXI (Малоархангельск), обеспечивающая дальнейшую возможность корректировки условий формирования рассматриваемых отложений (рисунок).

В целом отложения альбского яруса представлены толщей разнозернистых песков, изменяющихся по гранулометрическому составу как по площади, так и по разрезу и сформировавшихся в мелководно-морском бассейне нормальной солености в обстановке переменного гидродинамического режима. Мощность песков альба изменяется от первых до 60 м на северо-востоке антеклизы.

Для исследования гранулометрического состава альбских отложений было отобрано 56 проб. Все пробы подверглись обработке в несколько стадий. Первоначально из проб с исходной навеской 150 г была удалена глинистая фракция путем многократной промывки пробы водой. Далее каждая проба просушивалась, после чего осуществлялся сам гранулометрический анализ с использованием сит следующих диаметров: 1,6; 1,0; 0,63; 0,5; 0,4; 0,315; 0,25; 0,2; 0,16; 0,1; 0,063; 0,05 мм (Шванов, 1969). Затем полученные результаты были занесены в таблицы, где указывалось процентное содержание каждой фракции в навеске, также была проведена графическая интерпретация полученных данных в виде графиков распределения массовых долей в процентах по фракциям (дифференциальных кривых) и кумулятивных кривых.

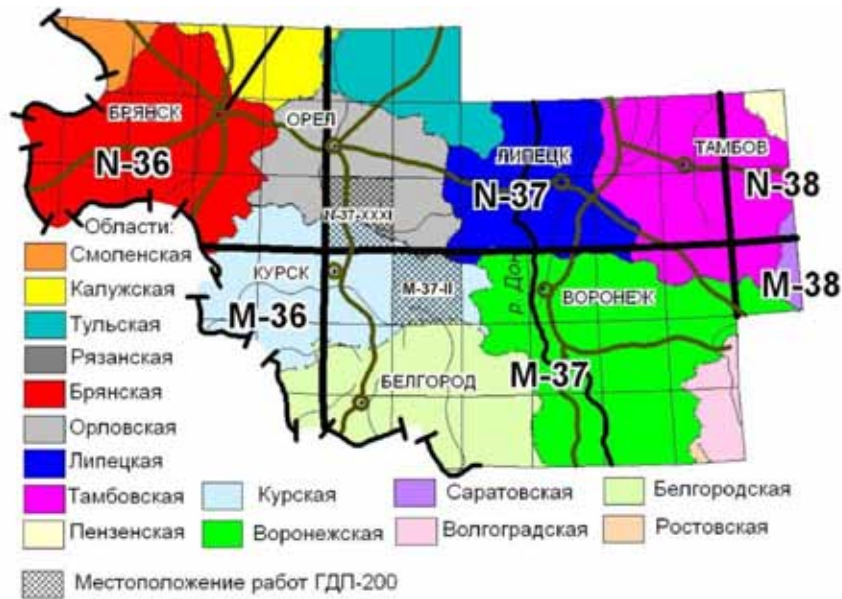


Схема расположения листов М-37-II (Кшенский) и N-37-XXXI (Малоархангельский)

Проблема хвостов при построении графиков была решена путем искусственной фиксации максимальной и минимальной размерности.

Последующая обработка была сведена к вычислению гранулометрических коэффициентов по методу Фолка и Варда, являющемуся одним из наиболее информативных.

Большинство дифференциальных кривых для отложений территории листа М-37-II (Кшенский) характеризуются однотипностью положения пиков и являются остроконечными. Максимальные значения содержания фракций приходятся на размеры зерен 0,25–0,16 мм и составляют от 32 до 70 % навески, при этом области крупной и мелкой фракции приближаются к нулевым значениям. Максимальные значения пиков для данного типа графиков отмечаются обычно в средних и нижних частях разрезов. Более пологие кривые для отложений альбского возраста встречаются реже. Как правило, эти кривые относятся к верхним частям разрезов.

Большая часть кумулятивных кривых характеризуется однотипностью. Они обладают простой формой и крутым углом наклона относительно ординат 25 и 75 %. Встречаются также кривые, угол наклона которых относительно ординат 25 и 75 % более пологий; в одном случае кривая имеет выпуклый характер. Подобные кумулятивные кривые характеризуют северо-запад территории рассматриваемого листа.

Среди графиков распределения размерных фракций листа N-37-XXXI (Малоархангельск) можно выделить два основных типа. Первый, и наиболее распространенный, характеризуется наличием одного-двух пиков во фракциях $>0,2$ мм. В данном типе отмечаются повышенные содержания фракций 0,2–0,16 и 0,1–0,063 мм. Здесь их процентное содержание зачастую превышает 40 %. Концентрации более крупных фракций для данного типа не превышают 10 %, и кривые в областях их значений пологие, без резких скачков. Такие пески относятся к мелко-тонкозернистым. Для второго типа характерны повышенные концентрации крупной фракции. Пики таких кривых соответствуют фракциям 1,6–1,0 и 1,0–0,63 мм, при этом их значения превышают 50 %. Таким образом, данные пески могут быть классифицированы как крупнозернистые. Следует отметить, что все они приурочены к верхним частям разрезов альбских отложений.

Практически для всех полученных кривых характерно наличие одного-двух пиков повышенной концентрации определенных фракций, что говорит о хорошей и средней степени сортировки отложений. Рассматривая данные кумулятивных кривых, можно также выделить два типа. Большинство из них, относящихся к первому, характеризуются крутым углом наклона относительно ординат 25 и 75 % и простой формой. Таким образом, они подтверждают преобладание в составе отложений мелкозернистой фракции и хорошую сортировку, чего

нельзя сказать о втором типе кривых. Кривые, относящиеся ко второму типу, характеризуются пологим обликом и малым углом наклона относительно ординат 25 и 75 %. Они являются показателями худшей сортировки и, как следствие, менее спокойного гидродинамического режима осадконакопления.

Характеризуя рассматриваемые отложения согласно полученным расчетам, следует отметить, что величина среднего диаметра слабо варьирует в пределах рассматриваемых площадей, что говорит о малой изменчивости силы и скорости течения на данных участках. Для территории листа М-37-II (Кшенский) данный параметр изменяется от 0,2 до 0,48 мм при среднем диаметре 0,3 мм. Для территории листа N-37-XXXI (Малоархангельск) минимальное значение составляет 0,09, максимальное — 1,1 мм при средней величине 0,28 мм. Следует отметить, что отложения листа N-37-XXXI (Малоархангельск) отличается несколько больший диапазон вариаций значений как по площади, так и в разрезе.

Если рассматривать детально Кшенский лист, то в площадном отношении трудно выделить какую-либо зону резкой смены величины среднего диаметра, что свидетельствует о некоторой однородности условий среды осадконакопления. Однако в разрезах возможно проследить возрастание его величины вверх по разрезу, что косвенно может служить индикатором увеличения скорости потока. Особенно ярко данная тенденция прослежена в западной части территории. Величины среднего диаметра для площади листа N-37-XXXI (Малоархангельск) в целом более высокие и менее однородные, что говорит об увеличении динамики среды осадконакопления. В пределах рассматриваемой территории можно выделить локальный участок на юго-западе, где отмечается незначительное увеличение среднего диаметра. Это изменение возможно проследить в нижней, иногда в средней частях разреза.

Коэффициент сортировки в целом указывает на хорошо сортированный осадок в пределах рассматриваемых участков. Для площади листа М-37-II (Кшенский) он изменяется от 0,26 до 2,41, среднее значение — 0,7, для площади листа N-37-XXXI (Малоархангельск) значения варьируют от 0,11 до 2,0 при среднем значении 0,88. Детально проследить закономерность изменения значений указанного коэффициента для данных территорий сложно, так как тенденция к его увеличению или уменьшению как по площади, так и в разрезе отсутствует.

Значение асимметрии для отложений в пределах Кшенского листа имеет преимущественно отрицательное значение, исключение составляют небольшие области на северо-западе и северо-востоке листа, где чаще всего в верхних, реже средних и нижних частях разреза встречается отрицательная асимметрия. Такие величины свидетельствуют о преобладании в отложениях тонкозернистых фракций; крупнозернистые фракции составляют хвосты. Для отложений на территории листа N-37-XXXI (Малоархангельск) характерны положительные значения асимметрии, что говорит о преобладании фракций с большой размерностью частиц, что, в свою очередь, свидетельствует о более интенсивных процессах привноса вещества по сравнению с площадью листа М-37-II (Кшенский).

Значение эксцесса для рассматриваемых территорий положительно. Это указывает на стабильность переработки и пересортировки обломочного материала на относительном уровне, определяющимся средним размером диаметра зерен. Скорость динамической обработки (сортировки) привносимого обломочного материала превышала интенсивность его привноса.

По результатам интерпретации данных гранулометрического анализа можно сделать вывод, что отложения рассматриваемых территорий, формирующиеся в идентичных условиях мелководно-морского бассейна нормальной солености, возможно дифференцировать по динамике среды осадконакопления, основываясь на данных их гранулометрического состава.

Альбские отложения в пределах Кшенской площади формировались в условиях средней гидродинамической активности. Некоторое увеличение динамики среды косвенно прослеживается к концу альбского времени на основе изменения величины среднего диаметра. В целом отложения данной территории характеризуются преобладанием мелкозернистой фракции и достаточно хорошей сортировкой.

Альбские отложения в пределах Малоархангельской площади накапливались в условиях более активной гидродинамики среды, о чем говорит преобладание бимодальных кривых распределения размерных фракций и наличие пиков в областях крупных фракций, а

также большее колебание величины среднего диаметра. Проследивая изменения среднего диаметра в разрезе, можно отметить, что для отложений листа N-37-XXXI (Малоархангельск) наблюдается обратное изменение крупности осадка по сравнению с отложениями листа М-37-II (Кшенский). Таким образом, можно предположить, что в пределах рассматриваемой территории интенсивность потока снижалась с течением времени. Преобладание в пределах территории листа положительной асимметрии также говорит о преобладании в альбских отложениях фракций с большей размерностью, нежели в пределах территории листа М-37-II (Кшенский). В целом следует отметить, что в пределах рассматриваемых территорий сохранялась стабильность в переработке материала.

Полученные данные косвенно позволяют проследить изменения в скорости и интенсивности потока и, таким образом, вносят уточнения относительно динамики среды осадконакопления в течение альбского времени в пределах территории листов М-37-II (Кшенский) и М-37-XXXI (Малоархангельск). Приведенные в работе результаты являются фактологической основой для дальнейших исследований.

Литература

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра. 1969. 248 с.

К-AR ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (РАЗРЕЗ ЧАНТЫ-АРГУН)

Ю.В. Кущева

Геологический институт РАН, Москва, kushcheva@ginras.ru

Рассмотрены изменения вещественных геохимических структурно-текстурных характеристик юрского терригенного комплекса вдоль профиля по р. Чанты-Аргун (Грузия, Чечня). Предыдущие исследователи (Гаврилов, 2005) показали, что эти изменения заключаются в смене ассоциаций глинистых минералов, политипных модификаций слюдистых минералов, их индекса кристалличности, нарастания степени вторичных изменений пород и, прежде всего, интенсивности кливажа. Нами было доказано, что эти преобразования сопровождаются отчетливыми изменениями калий-аргоновой системы.

Нижний и средний комплекс Большого Кавказа в процессе своего существования были преобразованы под воздействием погружения на большие глубины, а также под воздействием бокового стресса, сопровождающегося образованием кливажа.

Эти преобразования сопровождались глубокими минералогическими и геохимическими изменениями пород. Развитие кливажа сопровождалось растворением исходных минералов и образованием новых, при этом, естественно, происходило перераспределение элементов, что и вызвало относительное усреднение материнских изотопов и потерю дочерних в калий-аргоновых изотопных системах. Перестройка изотопных систем может привести к перезапуску изотопных радиологических часов, что позволяет с той или иной точностью установить время преобразования отложений.

Ранее были исследованы три субмеридиональных профиля, пересекающих поле развития отложений юрского терригенного комплекса в пределах Северо-Западного Кавказа (р. Белая), Центрального Кавказа (р. Терек) и Северо-Восточного Кавказа (р. Аварское Койсу) (Буякайте и др., 2003; Кущева и др., 2007; Гаврилов и др., 2012). Проведен комплексный анализ интенсивности постседиментационных преобразований пород и их детальное К-Аг изотопное исследование. Все три разреза отличаются друг от друга по степени интенсивности вторичных преобразований и, как следствие, изменения калий-аргоновых изотопных систем.

Разрез по р. Чанты-Аргуну расположен между профилями Терек и Аварское Койсу и является связующим звеном между ними. Северная часть разреза аналогична северу Аварского Койсу, ее слои смяты в широкие открытые складки, осложненные разрывами

(Гаврилов, 2005). Отложения типично морские с ярко выраженным характером цикличности, более глубоководные, чем в районе Аварского Койсу. Профиль разделен на крупные блоки региональными разломами.

На микроуровне преобразование пород выражено в первую очередь в вещественной и структурной (в виде появления кливажа) перестройке глинистой составляющей. Чем выше степень преобразования породы, тем более унифицированный минералогический состав: наблюдается серицит-хлоритовая ассоциация; уменьшается индекс кристалличности Кюблера (KI), исчезают разбухающие межслои в слюдистых минералах, т.е. становится выше окристаллизованность слюд (политипные модификации меняются с 1M на 2M₁).

По степени преобразования глинистого вещества выделяются две части: северная, соответствующая северной части Агвали-Хивской зоны, и южная, более напоминающая южную часть профиля р. Терек (рис. 1а). В северной части минеральные ассоциации формировались в различных седиментационных обстановках, в южной — в результате интенсивных вторичных преобразований. Ассоциации гидрослюда-смешанослойный минерал-хлорит-каолинит сменяются к югу на гидрослюда-хлоритовую ассоциацию, а затем и серицит-хлоритовую. На электронограммах косых текстур фиксируются две политипные модификации слюд 1M и 2M₁ (рис. 1б) в северной части разреза, где кливаж отсутствует. К югу политипная модификация 1M постепенно исчезает, и слюды большей части разреза характеризуются только политипной модификацией 2M₁. Индекс Кюблера снижается с 1,1 до 0,19–0,2, а в 744 образце — до 0,15 (рис. 1в).

Кливаж развит неравномерно внутри каждого из блоков, в южной части встречаются наложенные текстуры в виде кливажа плейчатости, развитие борозд нарастания и минеральных жил. Область наиболее резких изменений характеристик глинистых минералов совпадает с

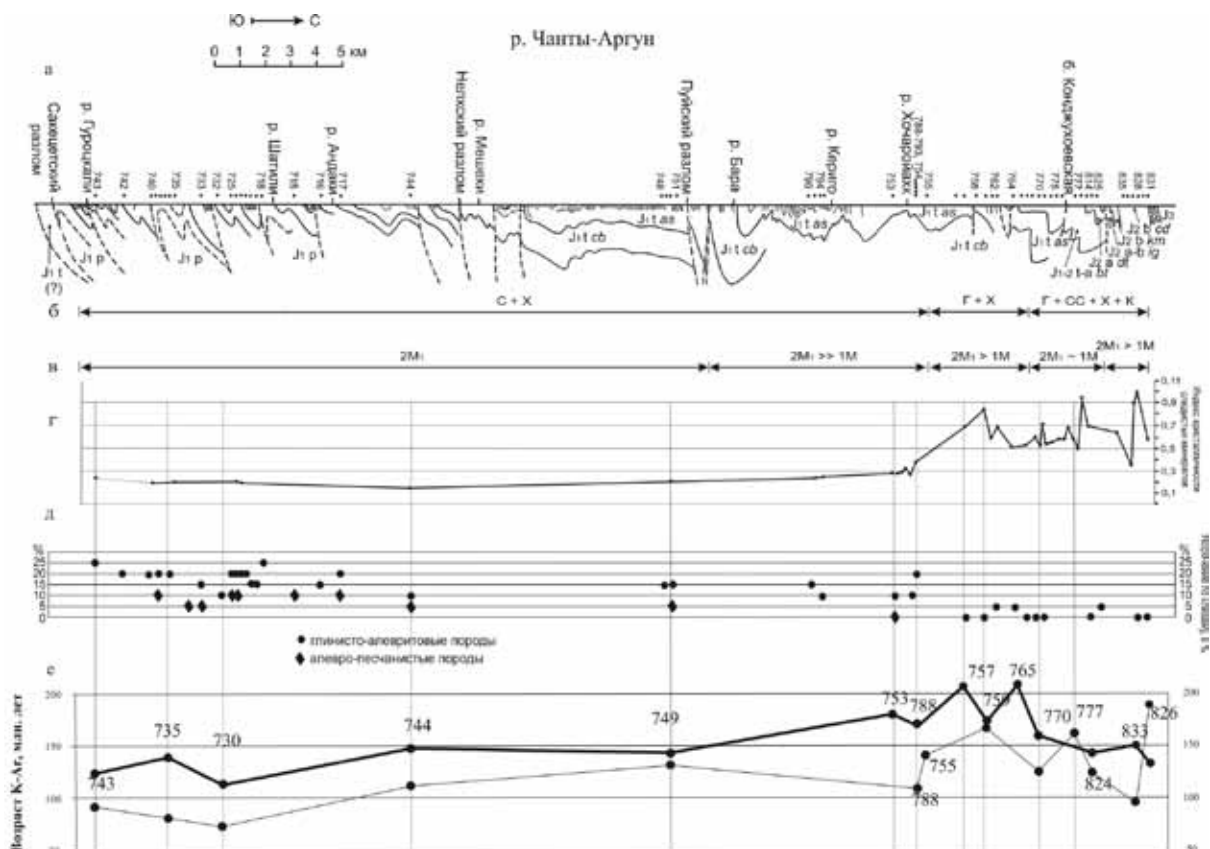


Рис. 1. Геологический профиль вдоль р. Чанты-Аргун и структурно-текстурные, минералогические и К-Аг характеристики пород :а — геологический профиль; б — ассоциации глинистых минералов: ГК — гидрослюда-каолинитовая, ГХ — гидрослюда-хлоритовая, СГХ — серицит-гидрослюда-хлоритовая, СХ — серицит-хлоритовая; в — политипные модификации слюдистых минералов; г — индекс кристалличности слюдистых минералов; д — распределение величины деформации укорочения по кливажу; е — калий-аргоновые датировки пород (млн лет)

областью нарастания степени кливажированности пород. В северной части Агвали-Хивской зоны кливаж практически отсутствует, далее к югу в зоне распространения гидрослюда-хлоритовой минеральной ассоциации идет резкое нарастание величины деформации укорочения до 20 %, южнее Пуйского разлома значения величины деформации укорочения по кливажу — 25 % (рис. 1г). Все вышеперечисленные изменения хорошо сопоставляются с вещественными и структурно-тектурными изменениями вдоль профиля по р. Терек — южнее с. Казбеги (Степан-Тсминда) — высокая степень преобразований и небольшие вариации вдоль профиля, основная же масса изменений приходится на зону между Пуйским и Суаргомским разломами. Картина в неизмененных самых северных частях профилей также идентична.

К-Аг данные. На рисунке 1д видно, что южная часть представляет собой относительно монотонное распределение дат в пределах 75–135 млн лет по $\text{фр} < 0,001 \text{ мм}$ и 115–150 млн лет по валовым пробам. Разброс данных по южной части профиля объясняется воздействием некоторого общерегионального события, повлекшего за собой преобразование на всех уровнях. Однако этот разброс не дает нам права говорить о датировании какого-либо процесса преобразования, возможно, разброс объясняется влиянием последующих слабее проявленных событий на калий-аргоновую изотопную систему, а, возможно, воздействие его было недостаточно сильным для полной потери радиогенного аргона и сбрасывания изотопных часов на «ноль». Возраст, полученный по фракциям, всегда моложе возраста валовых проб. Это характерная картина для сильно измененных пород, приблизительно стадии метагенеза или эпизоны.

На северную часть приходятся максимальные вариации К-Аг рассчитанных возрастов — от 210 до 95 млн лет. Никаких закономерностей в облаке точек в координатах «Аг от К» не обнаружено, кроме того что К во фракциях всегда значительно больше, чем в валовых пробах (рис. 2). Облако точек на квазиизохронной плоскости является результатом неоднородности строения и степени преобразования в каждом блоке.

Выводы. Выявлена зависимость потери радиогенного аргона от интенсивности постседиментационных преобразований. Однако сами эти преобразования являются следствием неких региональных событий, а потери радиогенного аргона — высокой температурой и/или давлением, то есть они напрямую связаны с этапами тектонической активизации региона. Перезапуск радиологических часов был неполным, тем не менее, мы с уверенностью можем сказать, что наибольшей влияние на формирование калий-аргоновых изотопных систем региона оказало либо субсинхронное, либо близкое по времени к осадконакоплению событие — вероятно, связанное с началом альпийской тектонической активизации региона. В районе восточной части Большого Кавказа были интенсивные проявления и поздних событий, что выражено на микроуровне в наличии наложенных микротекстур и «омоложении» рассчитанного возраста до 70 млн лет.

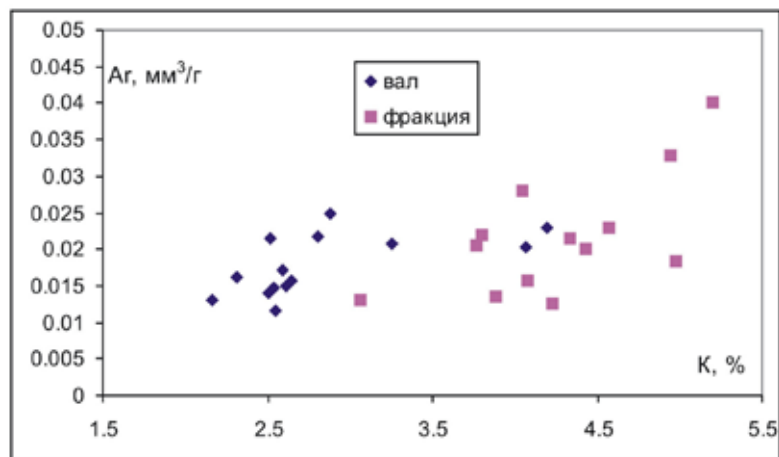


Рис. 2. Распределение содержания калия и аргона в пробах

Литература

Буякайте М.И., Гаврилов Ю.О., Герцев Д.О. и др. К-Аг и Rb-Sr изотопные системы глинистых пород юрского терригенного комплекса Большого Кавказа — отражение истории их вторичного преобразования // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 6. С. 613–621.

Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС. 2005. 302 с.

Гаврилов Ю.О., Кущева Ю.В., Латышева И.В., Герцев Д.О. К-Аг-система, литолого-минералогические и структурно-геологические характеристики юрского терригенного комплекса Северо-Восточного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 543–561.

Кущева Ю.В., Латышева И.В., Головин Д.И., Гаврилов Ю.О. Текстурно-структурные, минералогические и изотопно-возрастные характеристики юрских терригенных отложений Северо-Западного Кавказа (разрез по р. Белая) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 3. С. 286–297.

ДИАГНОСТИКА ЛИТОТИПОВ СРЕДНЕВОЛЖСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕТОДОМ ГАММА-ГАММА КАРОТАЖА

Н.С. Лавренко, Н.В. Конанова

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

На европейском севере запасы мезозойских горючих сланцев (ГС) сосредоточены в отложениях волжского возраста (J_3v) в четырех изолированных сланценосных районах: Сысольском, Яренгском, Ижемском и Большеземельском. Среди волжских отложений максимальное развитие на данной территории имеют средневолжские отложения. Они несогласно залегают на отложениях широкого возрастного диапазона от девона до кимеридж-оксфорда и также несогласно перекрываются отложениями поздневолжского, раннемелового и четверичного возраста. Отложения ранневолжского возраста размыты и практически отсутствуют. Верхневолжские отложения в Сысольском районе отсутствуют, в Яренгском районе они развиты локально, в Ижемском и Большеземельском районах пользуются широким распространением. Промышленные пласты ГС во всех районах приурочены в основном к основанию средневолжского подъяруса, к аммонитовой зоне *Dorsoplanites panderi*. На отдельных площадях Яренгского, Ижемского и Большеземельского районов пласты ГС, представляющие практический интерес, известны также в верхней части средневолжского подъяруса и в верхней части верхневолжского подъяруса. Мощность сланценосной толщи на большей площади территории составляет в среднем 8–10 м и редко превышает 20 м.

К настоящему времени в генетическом и в прикладном аспектах более детально исследованы ГС первых трех районов (Горючие сланцы, 1989). Весьма важной задачей для определения целесообразности промышленного освоения ГС является разработка кондиций для различных методов выемки пластов ГС и оценки качества и направления использования данного сырья. Для определения рационального комплекса ГИС на горючие сланцы на Поингской площади ПГО были проведены специальные геофизические исследования. Для выяснения возможности диагностики литотипов сланценосной толщи в традиционный комплекс ГИС был включен гамма-гамма каротаж в плотностной (ГГК-П) и селективной (ГГК-С) модификациях.

Геологическая характеристика. Поингская площадь является одной из перспективных объектов ГС Сысольского сланценосного района. На северной и западной части площади горючие сланцы залегают на глубинах не более 50 м. По составу отложения карбонатно-глинистые. Набор литологических типов пород средневолжских сланценосных отложений весьма ограниченный. Визуальное определение керогенсодержащих литотипов вызывает затруднения из-за однообразия пород по внешним признакам. Они преимущественно темно-серые с различными оттенками, известковистые, тонкослоистые с плитчатой отдельностью; не содержат видимых невооруженным глазом органических или минеральных включений; породы сернистые, для них характерно при тлении издавать запах жженой резины; для идентификации их требуется аналитическое определение показателей качества. Основной характеристикой керогенсодержащих пород является их теплотворная способность или теплота сгорания (Q_s^d); По теплоте сгорания среди пород толщи выделены следующие основные литотипы: горючие сланцы с $Q_s^d > 6,3$ МДж/кг, глинистые горючие сланцы (ГГС) с $Q_s^d = 5,04–6,03$ МДж/кг, керогенсодержащие глины (КСГ) с $Q_s^d < 5,04$ МДж/кг, глины, мергели, известняки с $Q_s^d = 0$ МДж/кг. Органическое вещество (ОВ) керогенсодержащих пород представлено, согласно

классификации Гинзбург, в основном коллоальгинитом с незначительной долей (первые проценты в ОБ) псевдовитринита. Исходя из минералогического состава сланцеобразующей части и состава керогена, горючие сланцы можно отнести к известково-глинистому коллоальгинитовому типу. Зольность керогенсодержащих пород обусловлена наличием тонкодисперсного глинистого вещества и известкового вещества. Состав золы в основном алюмосиликатный. Горючие сланцы отличаются высокой степенью разложенности ОБ и связанности с минеральной составляющей. Для керогенсодержащих литотипов установлены повышенные содержания ряда микроэлементов; наибольшие концентрации характерны для пород, наиболее насыщенных органическим веществом, т.е. горючих сланцев. Глины и мергели серые, светло-серые со слабыми зеленоватыми оттенками массивные. Все литотипы разреза изобилуют остатками микро-, макрофауны и известковистых водорослей. По литологическим признакам сланценосная толща условно разделена на две части: верхнюю темноцветную и нижнюю сероцветную. В толще наблюдаются более 20 слоев горючих сланцев. Темноцветная часть толщи содержит три промышленных пласта ГС. Пласт I состоит большей частью из керогенсодержащих глин, а также из слоев ГС. Мощность пласта I варьирует, максимально достигая до 1,5 м.

Породы, разделяющие пласт I с нижележащим пластом II, представлены в основном керогенсодержащими глинами мощностью около 2–3 м. Пласт II состоит из 2 или 3 слоев ГС, переслаивающихся со слоями керогенсодержащих глин. Пласт II не выдержан по простиранию, мощность пласта изменяется от 0,8 до 2,5 м.

Пласт III приурочен к низам темноцветной части разреза, также меняется по мощности и качеству, но пользуется более широким распространением за пределами изучаемой площади по сравнению с вышележащими пластами. Мощность варьирует от 0,7 м до 2,5 м, в среднем составляя 1,5 м. Горючие сланцы в пласте характеризуется тонкой плитчатой отдельностью, местами ГС листоватые по наслоению. Пласт состоит из 5–7 слоев ГС, переслаивающихся со слоями керогенсодержащих глин. Мощности КСГ сильно меняются по простиранию, варьируют от 0,01 до 0,9 м.

Общая мощность темноцветной части сланценосной толщи иногда превышает 10 м.

Нижняя часть толщи состоит из переслаивающихся светло-серых с зеленоватым оттенком глин, мергелистых глин, керогенсодержащих глин, глинистых горючих сланцев и горючих сланцев и очень редко слоев известняков незначительной мощности. Мощности слоев ГС составляет всего несколько сантиметров, и промышленные пласты не картированы на данной площади.

Общая мощность нижней части толщи варьирует от 3 до 12 м.

Геофизическая характеристика. Керновое и бескерновое бурение обычно при поисках горючих сланцев сопровождается комплексом гамма-каротажа и электрического каротажа методом кажущегося сопротивления с градиент-зондом и потенциал-зондом. С его помощью успешно интерпретировали характеризующиеся повышенной естественной радиоактивностью сланценозные отложения в разрезах скважин. На Поингской площади, кроме этих методов, были поставлены методы бокового токового каротажа (БТК), гамма-гамма каротажа в плотностной (ГГК-П) и селективной (ГГК-С) модификациях и кавернометрия скважин (КВ) в масштабе диаграмм 1:50.

Для всех типов пород были построены диаграммы естественной радиоактивности. Керогенсодержащие глины имеют максимальную естественную радиоактивность — 14 мкр/час, а для горючих сланцев ее значение выше и составляет 19 мкр/час. ГГС и ГС обладают большими значениями кажущегося электрического сопротивления по сравнению с таковыми, характеризующими КСГ и известковистые глины и мергели. Геофизические параметры определены для литологических типов широкого возрастного диапазона: от средней юры до кайнозоя (таблица). На площади в разрезе скважин выделены три геофизических репера (рис. 1).

Репер I отбивает границу между подошвой нижнемеловых отложений, литологически представленных глауконитовыми глинами с желваками фосфоритов, и верхнеюрскими глинистыми отложениями. **Репер II** является границей между темноцветной и сероцветной частями сланценосной толщи. **Репер III** представляет границу между подошвой отложений волжского яруса и кровлей кимериджских отложений.

Геофизические характеристики литологических типов

| Возраст | Породы | γ , мкР/час | r , Ом×м | $\gamma\gamma-d$, ×1000 имп/мин | $\gamma\gamma-s$, ×1000 имп/мин |
|------------------------------------|--|-----------------------|---------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Q | известняки | 7,5-9,1 | 13-33 | | |
| | глины | 8-13 | 6-11 | 10,5-16,5 | 2-3 |
| K ₁ | глауконитсодержащие глины | 10,4-26 | 30-40 | 15-17 | 2,5-3,5 |
| | глины, керогенсодержащие глины | 9,1-13 | 10-12 | 16,5-23 | 3,5-5,5 |
| J _{3v2} | горючие сланцы, глинистые горючие сланцы | 10,4-18,2 | 30-35 | 17-33 | 4-7,5 |
| | мергели, известняки | 4,5-9,1 | 15-30 | 10,5-15,5 | 1-2,5 |
| J _{2kl} -J _{3km} | глины | 7,2-16,5 | 8-12 | 10,5-16,5 | 2-3 |
| | глауконитсодержащие глины | 10,4-20,8 | 12-25 | 13,5-17 | 2-3,5 |
| J ₂ | пески | 2,6-9,1 | 50-250 | | |
| | глины | 5,0-11,7 | 50-70 | | |

Обычно гамма-гамма-каротаж используется для детального расчленения угленосных толщ, количественной оценки зольности и теплотворной способности углей. Метод основан на измерении рассеянного гамма-излучения, возникающего при облучении пород γ -квантами средней энергии, до 1–2 МэВ. По физическим свойствам горючие сланцы во многом схожи с углями. Поэтому метод ГГК был использован для выяснения его возможности определения

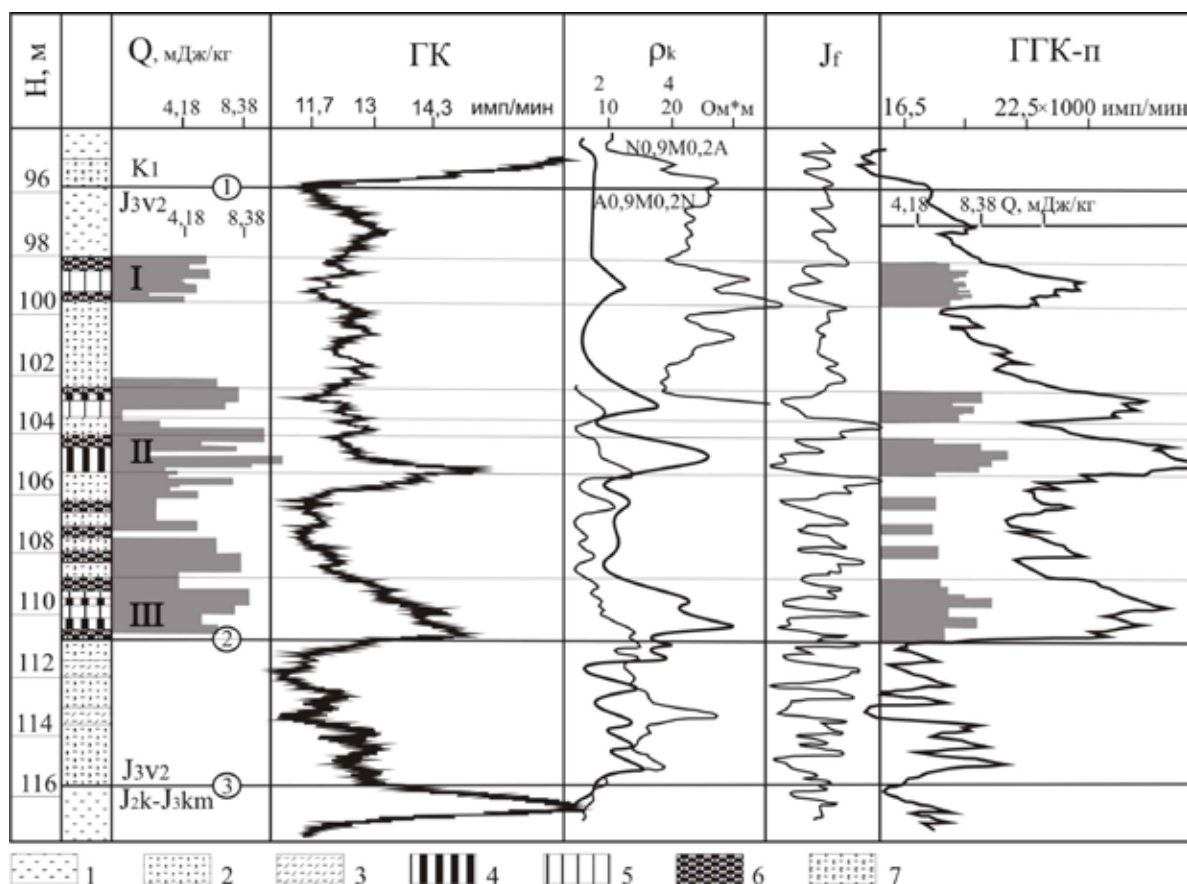


Рис. 1. Результаты комплексной интерпретации данных каротажа в скважине 325:

- 1 — глина; 2 — керогенсодержащие глины (<5,04 МДж/кг); 3 — мергель; 4 — горючие сланцы (>7,5 МДж/кг); 5 — горючие сланцы (6,3–7,5 МДж/кг); 6 — глинистые горючие сланцы (5,04–6,3 МДж/кг); 7 — глауконитсодержащие глины

теплотворной способности литотипов узкого стратиграфического интервала средневожского возраста, и для выяснения корреляции между значениями ГГК, и, соответственно, лабораторными определениями теплотворной способности пород. Поскольку коэффициент корреляции между зольностью и теплотой сгорания близок к единице, то по данным каротажа достаточно было определение только одного параметра — теплоты сгорания горючих сланцев — Q_s^d . Определение Q_s^d проводилось по величине прироста интенсивности рассеянного γ -излучения $\Delta J_{\gamma\gamma-n}$, $\Delta J_{\gamma\gamma-c}$ (рис. 2). При этом за нулевой уровень берется интенсивность рассчитанного регионального фона рассеянного γ -излучения пород, залегающих выше и ниже продуктивных пластов.

Отсутствие каверн в интервале вожского яруса позволяет широко применять метод ГГК обеих модификаций для выделения пластов горючих сланцев в толще. Все пласты на их диаграммах отмечаются максимумами интенсивности рассеянного γ -излучения. Диаграммы каротажа сопоставлялись с гистограммами теплоты сгорания горючих сланцев. Например, пласт нулевой по ГГК не выделяется, но довольно четко определяется повышенными значениями

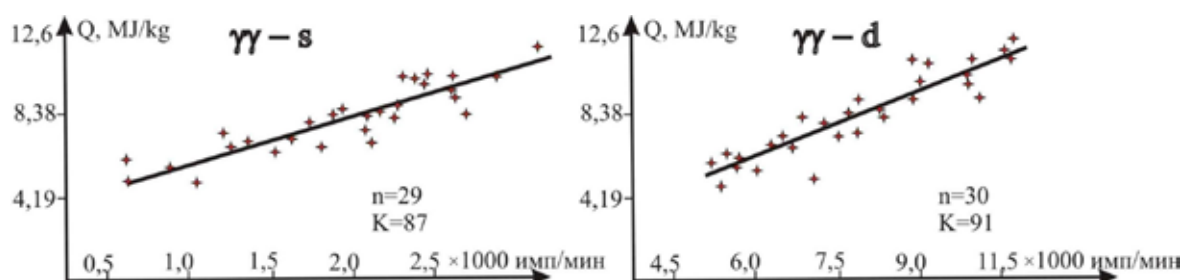


Рис. 2. Корреляция теплоты сгорания горючих сланцев с геофизическими данными ГГК-С ($\gamma\gamma-s$) и ГГК-П ($\gamma\gamma-d$)

$J_{\gamma\gamma}$. По ГГК условно выделяется только кровля пласта I-в, а на диаграмме ГГК можно было различить в пласте I-в два сдвоенных пропластка. Комплекс ГИС позволяет уверенно выделять пропластки ГС мощностью 0,2 м и меньше. Погрешность определения теплоты сгорания горючих сланцев по данным каротажа составляет 10–20 %. Для уменьшения погрешности необходимо предусматривать отбор образцов из стенок скважин на уровне геофизических аномалий боковым сверлящим грунтоносом при производстве комплекса ГИС во всех опорных скважинах.

Выводы. Установлена значительная дифференциация литологических типов средневожских пород по геофизическим характеристикам. Применение ГГК, входящего в комплекс ГИС, позволяет с высокой достоверностью диагностировать керогенсодержащие разновидности пород, уточнять литологическое строение сланценовой толщи и прогнозировать состав рабочих пластов средневожских горючих сланцев. Сочетание данного комплекса геофизических работ и детальной геологической документации с полным отбором и анализом керна в опорных скважинах и применение ГИС с обязательным включением в комплекс ГГК в бескерновых скважинах позволит рентабельно провести разведочные работы на горючие сланцы. Модели сланцевых залежей, построенные с помощью ГИС, возможно, будут востребованы на этапе разработки локальных объектов горючих сланцев в регионе, например, при необходимости селективной выемки пропластков или слоев горючих сланцев с определенными качественными показателями, а также будут учитываться при обосновании перспективных направлений геологоразведочных работ в других сланценозных районах.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 12-У-5-1018 «Онтогенез углеводородных систем Печорского нефтегазоносного бассейна».

Литература

Васильева Л.Ф., Дедеев В.А., Дурягина Л.А. и др. Горючие сланцы европейского севера СССР. Сыктывкар: Коми научный центр УрО АН СССР, 1989. 152 с.

Konanova N.V., Lavrenko N.S. Determination of the calorific value of Sysola oil shale from gamma-gamma logging data // Oil shale. 2012. V. 29. № 3. P. 295–302.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Е.Е. Лебединцева, А.М. Шехирева

*Филиал ООО «Лукойл-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть», Пермь,
Lebedinceva@permnipineft.com*

В настоящее время почти половина мировой добычи углеводородов связана с карбонатными отложениями, и по прогнозу в будущем добыча из карбонатов будет преобладать.

Предметом рассмотрения в настоящей работе является залежь нефти в рифогенных отложениях задонского горизонта нижнефаменского подъяруса верхнего девона Мичаельского месторождения.

Мичаельское месторождение расположено в пределах южной части Хорейверской впадины Хорейверской нефтегазоносной области в Колвависовском нефтегазоносном районе.

Территория Хорейверской впадины (ХВ) является крупнейшим районом добычи нефти Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. На территории Хорейверской нефтегазоносной области (НГО) открыто более 50 месторождений. По мере снижения нефтедобычи из более крупных месторождений все острее становится проблема освоения трудноизвлекаемых запасов, сосредоточенных в мелких месторождениях и месторождениях сложного строения. Для таких месторождений характерно неравномерное распределение коллекторов по площади и по разрезу, что связано с особенностями образования пород и постседиментационными процессами.

При изучении карбонатной толщи рассматриваемой территории проблема распространения пород-коллекторов должна решаться в совокупности с литологическими исследованиями, так как распространение, свойства и типы пород неразрывно связаны с фациальной изменчивостью отложений и вторичными процессами изменения пород. Изучение коллекторов и выявление их связи с различными фациальными обстановками и постседиментационными процессами позволит прогнозировать развитие коллекторов как по разрезу, так и по площади на изучаемой территории. Это позволит увеличить эффективность заложения новых скважин и может помочь при разработке месторождений.

Целью настоящего исследования является установление литологических характеристик отложений и сопоставление типов коллекторов сложнопостроенной продуктивной карбонатной толщи верхнедевонских отложений скв. 1 Мичаельского месторождения.

Для достижения намеченной цели были поставлены следующие задачи: выявить литологические особенности отложений, провести типизацию пород-коллекторов, исследовать влияние постседиментационных процессов на коллекторские свойства пород, установить зависимости коллекторских свойств карбонатных пород от вторичных преобразований.

Изучение пород-коллекторов проводилось с помощью специального метода микроскопического исследования порового пространства и трещиноватости по большим шлифам (метод разработан сотрудниками ВНИГРИ).

Микроскопический метод определения параметров пористости и трещиноватости в больших шлифах позволяет получить более полную информацию о вещественном составе карбонатных пород и их структурно-текстурных особенностях, установить генетические типы пористости, форму и размер пор, заполнитель, количественные значения полезной емкости, выделить генерации трещин и установить последовательность их образования, определить количественные характеристики параметров трещиноватости, установить характер и последовательность постседиментационных процессов, количественно оценить постседиментационные изменения пород. Полученные данные могут использоваться для определения типа пород-коллекторов, а также для составления карт зональности вторичных изменений и прогнозных карт пород-коллекторов (Гмид и др., 1972). В процессе изучения скважины было изучено 30 больших (площадью от 1000 до 4000 мм²) и 89 стандартных шлифов, что позволило выделить следующие литотипы.

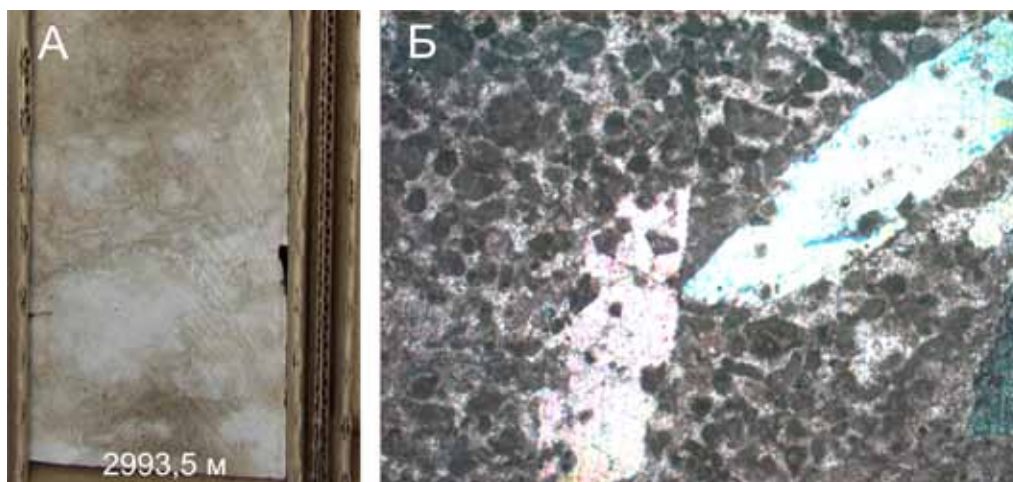


Рис. 1. Фотографии керна (А) и шлифа (Б) микробиально-детритового известняка с вторичной сгустково-комковатой структурой. Порода неравномерно сульфатизирована

1. **Известняки микробиально-детритовые** (рис. 1) с фрагментами микробиальных форм/построек с разнообразными структурами, а именно: вторичными сгустково-комковатыми; обломочно-сгустково-комковатыми; сферово-узурчатыми; сферово-сгустково-комковатыми, сферово-сгустковыми, сферово-комковатыми; комковатыми; оолито-сгустково-комковатыми и комковато-оолитовыми. Основная масса породы представлена сгустками и комочками, которые являются продуктами жизнедеятельности известьотлагающих цианобионтов (сине-зеленых водорослей), первичная структура которых не сохранилась. Встречаются разнообразные кальцитовые сферы. Помимо них в комплекс биодетрита входят обломки раковин остракод, гастропод, остатки трубчатых водорослей, членики криноидей и трудноопределимые фрагменты (Маслов, 1973). Особенностью этих известняков является своеобразный текстурный рисунок, образованный многочисленными гнездами (фенестральными порами) прозрачного кальцита в основной сгустково-комковатой массе. Гнезда в большинстве случаев характеризуются сложным стадийным заполнением и многочисленными инкрустациями самых разнообразных форм (Антошкина, 1994). Породы стилолитизированные, трещиноватые, участками пористые и пористо-кавернозные, неравномерно нефтенасыщенные.

2. **Известняки обломочные** (рис. 2) Породы сложены хорошо окатанными обломками микробиальных известняков овальной и округлой формы. Встречаются пелитоморфные сгустки и комочки микробиального происхождения. Органические остатки представлены желвачками

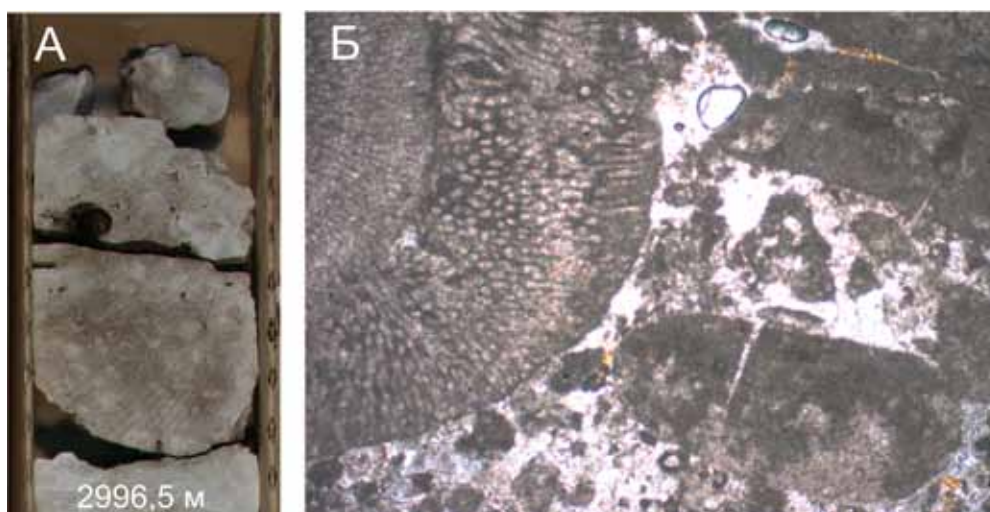


Рис. 2. Фотографии керна (А) и шлифа (Б) известняка обломочного. В шлифе наблюдаются обломки микробиальных известняков с четкими границами овальной и округлой формы и фрагмент багряной водоросли

багряных водорослей, фрагментами мшанок, разнообразными кальцисферами, остатками трубчатых водорослей, обломками раковин остракод, гастропод и трудноопределимыми фрагментами (Маслов, 1973). Форменные элементы погружены в яснокристаллический мелко-среднезернистый кальцит. Породы неравномерно сульфатизированы, стилолитизированы, трещиноватые, слабо пигментированные БОВ.

3. *Доломиты вторичные* (рис. 3) среднезернистые. Породы известковистые (до 15 %), неравномерно сульфатизированные (до 25 %), эпизодически с глинистыми слойками и линзами, участками стилолитизированные и трещиноватые.

По итогам литологических исследований породы изученного объекта можно отнести к коллекторам трещинного и трещинно-каверново-порового типа с низкой полезной емкостью и низкими фильтрационными свойствами (Багринцева, 1977), что сопоставимо с петрофизическими данными.

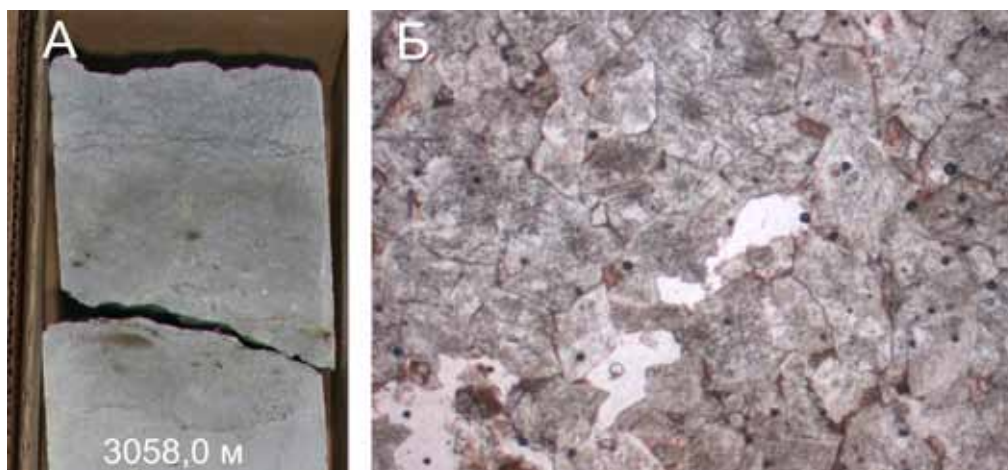


Рис. 3. Фотографии керна (А) и шлифа (Б) вторичного доломита среднезернистого

Для карбонатного коллектора необходим отбор и стандартных цилиндров, и полноразмерных образцов для изучения свойств матрицы и сложнопостроенной структуры пустотного пространства, характеризующейся наличием каверн и трещин. Поэтому для изучения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) были использованы образцы стандартного размера (диаметр и высота 30 мм) и образцы полноразмерного керна (диаметр и высота 100 мм).

По результатам исследований ФЕС пород скв. 1 Мичаельского месторождения были построены зависимости пористости и газопроницаемости, и на них выделены тренды, характеризующие типы коллекторов. Все образцы были разделены на две основные группы.

Трещинный коллектор. Преобладающая роль в нем отведена трещинам, которые распространены почти повсеместно, но с различной интенсивностью.

Трещинно-каверново-поровый коллектор (смешанный). Характеризуется более сложным строением пустотного пространства и увеличением проницаемости по сравнению с каверново-поровым типом при незначительном увеличении пористости за счет трещинной составляющей.

Для пород с трещинно-каверново-поровым типом пустотного пространства, уравнение связи принимает вид:

$$\lg K_{\text{пр}} = 0,2897 K_{\text{п}} - 1,4033 \quad R = 0,7235 \quad (\text{рис. 4})$$

Для пород, характеризующихся трещинным типом пустотного пространства, уравнение связи принимает вид:

$$\lg K_{\text{пр}} = 3,9426 K_{\text{п}} - 3,7641 \quad R = 0,7156 \quad (\text{рис. 4})$$

В постседиментационные стадии породы претерпели ряд изменений, а именно: уплотнение, перекристаллизацию, кальцитизацию, доломитизацию, сульфатизацию, стилолитизацию, трещинообразование и выщелачивание. Сульфатизация отрицательно влияет на коллекторские свойства пород (Полонская и др., 1975). Кристаллы ангидрита частично или полностью заполняют пустотное (меж- и внутриформенное) пространство и минерализуют

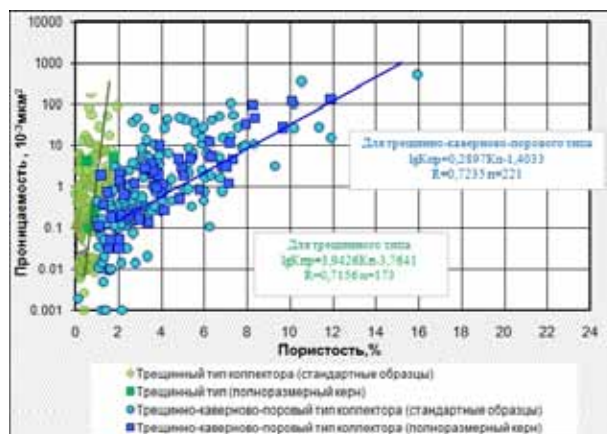


Рис. 4. Сопоставление результатов определения газопроницаемости и коэффициента открытой пористости отложений задонского горизонта фаменского яруса скв. 1 Мичаельского месторождения

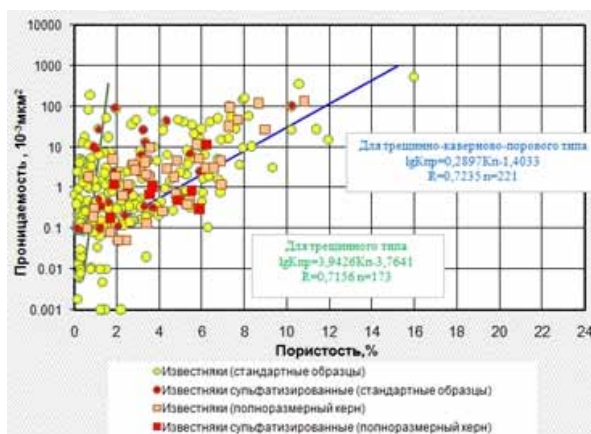


Рис. 5. Распространение сульфатизированных микробально-детритовых известняков

трещины. Наиболее интенсивно процесс сульфатизации развит во вторичных доломитах (до 25 %), в наименьшей степени в обломочных известняках – 5–7 %. Сульфатизация микробально-детритовых известняков с различными структурами по шлифам меняется в пределах от 0 до 12 %. Был выполнен анализ распространения сульфатизированных микробально-детритовых известняков и их ФЕС. Установлено, что сульфатизированные породы в большей степени относятся к трещинно-каверново-поровому типу коллектора (рис. 5). Это можно объяснить тем, что микроскопически кристаллы ангидрита в большинстве случаев только частично заполняют поровое пространство, оставляя мелкие поры (до 0,24 мм) и мелкие каверны (до 2,00 мм). Ангидрит преимущественно замещает кальцит органических остатков и доломит, образуя псевдоморфозы по нему, редко частично выполняет минеральные трещины.

По результатам петрографических и петрофизических исследований можно предположить, что в изучаемом разрезе процессы выщелачивания преобладают над процессами сульфатизации. Все выявленные особенности исследуемого объекта следует учитывать при разработке месторождения.

Литература

- Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
 Багринцева К.И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1977. 220 с.
 Гмид Л.П., Леви С.Ш. Атлас карбонатных пород-коллекторов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
 Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 264 с.
 Полонская Б.Я., Розанова Е.Д., Андрианова А.Г. Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 1975. 104 с.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА В СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

А.Ю. Леин

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

Моря российской Арктики: Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское — относятся к окраинным морям Северного Ледовитого океана. Все они, кроме южной части Белого моря, расположены за полярным кругом, с чем связано наличие почти круглогодичного (около 9 мес.) ледового покрова, низкие среднегодовые температуры воды и укороченный по сравнению с остальными районами Мирового океана, кроме Антарктики, период активных биологических процессов.

Глубины, ниже которых даже летом сохраняются отрицательные температуры, для разных морей приведены в табл. 1. Среднегодовая температура верхних горизонтов донных отложений такая же, как в придонном слое воды.

Арктические моря сильно различаются по площади и по величине речного стока (табл. 2). Последнее особенно важно, как будет показано, для характеристики особенностей биогеохимических процессов в морских отложениях.

Таблица 1. Морские глубины, ниже которых всегда отрицательные температуры

| Море | Глубина, м | Температура, °С |
|--------------------|--------------|-----------------|
| Белое | 150 | -1,4 |
| Баренцево | 20–120 | < -1 |
| Карское | 16–18 300 | < -1 < -1 |
| Восточно-Сибирское | 20–22 | -1 |

Таблица 2. Площадь и речной сток морей российской Арктики
(Иванов и др., 2010, с добавлениями)

| Море | Площадь, 10 ³ км ² | Речной сток, км ³ •год ⁻¹ | Первичная продукция, г•м ⁻² •год ⁻¹ |
|--------------------|---|--|--|
| Белое | 90 | 250 | 25 |
| Баренцево | 1512 | 215 | 20-200 |
| Карское | 926 | 1480 | 30-50 |
| Чукотское | 620 | 24 | 20-400 |
| Лаптевых | 498 | | 25-400 |
| Восточно-Сибирское | 987 | | 25-40 |

Современные отложения изученных арктических морей представлены главным образом терригенными бескарбонатными алевритовыми и алеврит-пелитовыми илами с примесью грубообломочного материала. Илы сильно биотурбированы. Ходы червей (polichets) проникают иногда на всю вскрытую толщу (60 см) осадков, вовлекая из верхних горизонтов коричневые окисленные илы и воду в нижележащие серые восстановленные отложения. Процессы раннего диагенеза протекают в условиях физико-химической (термодинамической) неравновесности, а биотурбация еще больше усложняет эти процессы. В современных и голоценовых отложениях широко развиты процессы аутигенного минералообразования с закономерным распределением аутигенных минералов в зависимости прежде всего от окислительно-восстановительных условий и от скорости биогеохимических реакций. В окисленных современных осадках часто

присутствуют железомарганцевые конкреции, а в восстановленных отложениях распространены стяжения сульфидных минералов — производных сероводорода, размером от микронов до сантиметров, и карбонатные конкреции, часть которых формируется из углекислоты, образованной при разложении органического вещества (ОВ) осадков, а другая часть — за счет изотопно-легкой углекислоты, образованной при микробном окислении метана.

Ведущим фактором, определяющим направленность и скорость диагенетических процессов, является количество и состав (реакционная способность, лабильность) ОВ, достигающего дна водоемов. От состава органического вещества зависит в первую очередь и интенсивность биогеохимических процессов. Наиболее реакционно-способным, легко усваиваемым микроорганизмами и в целом всем органотрофным бентосным сообществом является органический детрит, состоящий из остатков морского фитопланктона и в меньшей мере фитопланктона пресноводного.

Арктические моря отличаются от морей других климатических зон значительным поступлением в водоем и на дно терригенного органического вещества, снесенного с суши, сильно преобразованного как в условиях древнего диагенеза и литогенеза, так и в процессе транспортировки и потому трудно усвояемого микроорганизмами, что заметно замедляет скорости биогеохимических процессов в современных осадках арктических морей. Доля терригенного органического вещества, выраженного через $C_{орг}$, например, в голоценовых осадках Белого моря изменяется от 35 до 100 %.

В кислородных условиях в водной толще и на дне минерализуется и окисляется при участии органотрофных микроорганизмов около 86 % $C_{орг}$ (Леин, Иванов, 1981; Леин, 1983; Lein, 1984). Только оставшиеся 14 % $C_{орг}$ участвуют в дальнейших преобразованиях ОВ, которые сводятся в первую очередь к выделению химических компонентов из состава самого ОВ (HCO_3^- , PO_4^{3-} , NH_4^+ и др.) и к потреблению кислорода, что приводит к смене аэробных условий на анаэробные. Основными процессами, происходящими при смене аэробных условий на анаэробные, являются окислительно-восстановительные процессы с участием кислорода и кислородных соединений марганца и железа. Переход к анаэробным условиям завершает этап окислительного диагенеза. При анаэробном диагенезе, по существу, единственным окислителем ОВ становится кислород сульфат-иона иловых вод. Биогеохимические процессы, происходящие на анаэробной стадии диагенеза, являются объектом наших исследований в океане в течение ряда десятилетий (Леин, 1983; Леин, Иванов, 2009). Изучение биогеохимических процессов в морях российской Арктики охватывает период с 1993 по 2012 гг.

Восстановительные процессы цикла серы начинаются с восстановления сульфат-иона иловых вод с образованием HS^- -иона. При наличии в среде реакционно-способного железа HS^- -ион реагирует с ним с образованием группы минералов, условно относящихся к гидротроилиту (FeS_{n-1}). В составе гидротроилита (условного) выделяются как аморфные разности, так и кристаллические — маккиновит и грейгит. При определенных условиях, чаще всего в присутствии элементной серы, гидротроилит переходит в пирит. В осадках всегда присутствует в большем или меньшем количестве органическая сера. В отложениях Белого моря она преобладает над всеми другими формами восстановленной серы.

Практически параллельно с образованием сероводорода и его производных в осадках генерируется микробный (диагенетический) метан. Как правило, скорость микробного метаногенеза на 2–3 порядка ниже скорости сульфатредукции. По мере потребления сульфат-иона иловых вод сверху вниз по колонкам в осадках уменьшается скорость сульфатредукции, растет скорость метаногенеза и метаноокисления, а в иловой воде нарастает величина общей щелочности и аммиачный азот и падает концентрация кальция. При подтоке миграционного метана в осадках увеличивается скорость окисления метана, скорость $^{14}CO_2$ -ассимиляции и вновь возрастает скорость сульфатредукции, что связано с новообразованием лабильного ОВ в виде микробной биомассы и растворенного ОВ (экзометаболического).

Помимо определения количества и состава твердофазных минеральных продуктов раннего диагенеза в виде аутигенных минералов, при изучении Арктических морей особое внимание уделялось газообразным продуктам биогеохимических процессов: углекислоте, сероводороду и метану, в том числе газгидратному.

Материал для исследований был получен в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН) и Научно-исследовательского института Арктики и Антарктики (ААНИИ) Гидрометслужбы России.

Отбор проб донных осадков осуществляли с помощью трубки Ниемисте и мультикорера, с сохранением наддонной воды и жидкого флокулированного слоя на ненарушенной границе вода – дно. Мощность отобранных таким образом колонок осадков составила от 20 до 70 см. Отбирались также донные отложения с помощью геологических трубок. В этих случаях мощность колонок осадков доходила до 460 см и включала в себя не только современные, но и более древние отложения голоцена и даже верхов плейстоцена.

Анализы физико-химических свойств осадков (рН, Eh, T°C, влажность), отжим иловых вод и определение концентрации биогенных элементов проводились на борту судна сразу после подъема осадков. Столь же оперативно, т.е. сразу после поступления проб осадков на борт, ставились эксперименты по определению скорости основных микробных процессов, участвующих в анаэробном диагенезе с использованием радиоактивных изотопов ³⁵S и ¹⁴C. Это следующие процессы: темновая ассимиляция углекислоты (ТАУ), метаногенез (МГ), метаноокисление (МО) и сульфатредукция (СР). Детальное описание перечисленных методов содержится в наших многочисленных публикациях и монографиях (Гальченко, 2001; Леин, Иванов, 2009).

В докладе обобщены результаты количественного изучения скоростей перечисленных выше процессов круговорота углерода и серы, протекающих на стадии раннего диагенеза в осадках морей российской Арктики. Процессы эти приводят к минерализации части органического вещества, поступающего в осадки из водной толщи, а также к новообразованию ОВ в осадках в составе микробных экзометаболических (РОУ) и биомассы микроорганизмов. Микробные процессы сопровождаются метаморфизацией иловых вод, аутигенным минералообразованием и фракционированием стабильных изотопов серы и углерода в продуктах реакций.

Детально рассмотрены биогеохимические процессы, протекающие на границе «водная толща – донные отложения», задающие начальные условия для стадии диагенеза осадков. Количественные оценки скорости процессов метаногенеза и метаноокисления используются для балансовых расчетов накопления метана, а также его аэробного и анаэробного окисления в водной толще и в осадках (Belyaev et al., 1980; Беляев и др., 1981). Особенности процессов раннего диагенеза при участии миграционного и газгидратного метана рассматриваются на примере заполярного грязевого вулкана в Норвежском море.

Процессы раннего диагенеза, протекающие при участии различных групп микроорганизмов, активно формируют газовый состав гидросферы и атмосферы.

Литература

Беляев С.А., Леин А.Ю., Иванов М.В. Роль сульфатредуцирующих и метанобразующих бактерий в разложении органического вещества // Геохимия. 1981. № 3. С. 437–442.

Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.

Иванов М.В., Леин А.Ю., Саввичев А.С. Влияние фитопланктона и микроорганизмов на формирование изотопного состава углерода органического вещества морей российской Арктики // Микробиология. 2010. Т. 5. С. 579–594.

Леин А.Ю. Потребление C_{орг} при процессах минерализации органического вещества в современных осадках // Геохимия. 1983. № 11. С. 1634–1639.

Леин А.Ю., Иванов М.В. Динамическая биогеохимия анаэробного диагенеза осадков // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 62–75.

Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

Belyaev S.S., Lein A.Yu., Ivanov M.V. Role of methane-producing and sulfate-reducing bacteria in the destruction of organic matter // Biogeochemistry of ancient and modern environments. Canberra: Springer Verlag. 1980. P. 235–242.

Lein A.Yu. Anaerobic consumption of organic matter in modern marine sediments // Nature. 1984. V. 312. P. 148–150.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЗВЕСИ В ОСАДОК (НА ПРИМЕРЕ КАРСКОГО МОРЯ)

А.Ю. Леин, Н.В. Ульянова

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

На изученном в сентябре 2011 г. меридиональном профиле в Карском море выделяются следующие фации осадков: речные, эстуарные, внутреннего и внешнего шельфов, глубоководного желоба Св. Анны. В работе основное внимание уделено характеристике состава «жидкого слоя» (наилка) 0,0–0,5 см над поверхностным горизонтом (0,5–2 см) осадка. При отборе осадков тяжелыми геологическими приборами, такими как дночерпатели, боксореры и трубки, наилок и поверхностный слой осадка, как правило, разрушаются (Леин и др., 2013). Поэтому до сих пор строение зоны контакта вода – осадок изучено недостаточно. Восполнить этот пробел — задача, стоящая перед нами.

Строение зоны контакта вода – осадок изучали в колонках, отобранных мультикорером. Зона контакта состоит из трех подзон: наддонной воды, наилка (≥ 90 % влажности), поверхностного осадка (≤ 90 % влажности).

Для поверхностных осадков Карского моря, особенно эстуария рек Обь и Енисей, характерны высокие концентрации длинноцепочечных *n*-алканов ($C_{27}+C_{29}+C_{31}$), вес которых в составе органического углерода достигает $350\text{--}410 \text{ мкг}\cdot\text{г}_{\text{тог}}^{-1}$. К северу, с удалением от эстуариев, количество длинноцепочечных *n*-алканов сокращается, а в отложениях желоба Св. Анны их количество становится минимальным и составляет менее $150 \text{ мкг}\cdot\text{г}_{\text{тог}}^{-1}$.

Наибольшую информацию о генезисе исходного ОВ несут молекулярные маркеры C_{17} – C_{19} , характерные для состава биомассы гидробионтов, маркеры C_{19} – C_{25} , отражающие вклад микробной и/или микробно-деструктивной составляющей ОВ, и маркеры C_{25} – C_{31} , характерные для терригенного, преимущественно гумусового ОВ.

Для всей исследованной толщи донных осадков характерно преобладание высокомолекулярных нечетных алканов терригенного ОВ ($\Sigma C_{23}\text{--}C_{35}$ — 63–91 % масс) с максимумом на пике C_{27} . Однако в горизонтах 0,1–0,5 см и 0,5–1 см отмечено присутствие четных низкомолекулярных алканов. Доминирование четных алканов в низкомолекулярной области встречается редко и для верхнего слоя осадков может объясняться только вкладом микробной продукции.

В наилке наблюдается пик растворенных биогенных элементов и сульфат-иона по сравнению с наддонной водой и поверхностным горизонтом осадков. В иловой воде из толщи осадков сверху вниз содержание биогенных элементов — продуктов разложения ОВ — увеличивается, а содержание сульфат-иона падает. На всех промежуточных станциях между двумя конечными станциями на меридиональном профиле наблюдаются близкие закономерности.

Разница в концентрациях обуславливает диффузионные потоки химических компонентов через границу вода – дно. Более высокие концентрации химических компонентов в иловой воде, по сравнению с наддонной водой, определяют преобладающее направление диффузионных потоков из осадков, хотя в ряде случаев они могут иметь противоположное направление.

Процесс сульфатредукции обнаружен во всех изученных пробах наилок и поверхностных горизонтов осадков. Скорость этого процесса варьирует в широких пределах от $1719,3 \text{ мкг S}\cdot\text{дм}^3\cdot\text{сут}^{-1}$ до $9,9 \text{ мкг S}\cdot\text{дм}^3\cdot\text{сут}^{-1}$.

Средняя скорость процесса сульфатредукции в наилке и поверхностных горизонтах осадков на меридиональном профиле в Карском море сопоставима со скоростью сульфатредукции в мелководных осадках Северного моря и Калифорнийского залива.

Скорость процесса сульфатредукции в наилке и в осадке свидетельствует об активности гетеротрофных и автотрофных сульфатредуцирующих микроорганизмов не только в восстановительных, но и в окислительно-восстановительных условиях на границе с водной толщей, содержащей от 5,64 до $7,45\text{--}8,72 \text{ мл}\cdot\text{л}^{-1}$ кислорода. Процесс протекает внутри агрегатов, где создаются «ниши» с восстановительными условиями.

Концентрация метана в наилке изменяется в пределах 0,84–3,18 мкМ•дм³ на южных станциях, находящихся под влиянием пресных вод. На морских станциях внутреннего и внешнего шельфа концентрация метана в наилке колеблется от 0,55 до 2,38 мкМ СН₄•дм³, а в наилке глубоководных станций желоба Св. Анны содержание СН₄ минимально: 0,01–0,13 мкМ•дм³.

Метан поступает в наилку и водную толщу из осадков, где он образуется. Эксперименты по скорости метаногенеза из СО₂ показали, что процесс микробного образования метана из углекислоты в наилке и поверхностных горизонтах осадков очень слабый, близкий к фоновым значениям. Только на ст. 5044 и 5045 в районе желоба Св. Анны-Запад величина метаногенеза в восстановленных отложениях достигает 10–12 нМ СН₄•дм³•сут⁻¹, что превышает фоновые значения.

В отложениях Карского моря известны аутигенные изотопно-легкие карбонаты, образующиеся при окислении метана. Конкреции с изотопным составом от –14,00 до –24,00 ‰ формировались при участии изотопно-легкого углерода органического вещества осадков, т.е. являются аутигенными образованиями.

Комплекс исследований водной толщи, наилка и поверхностных осадков, проведенный в сентябре 2011 г., с акцентом на изучение зоны контакта водной толщи и донных отложений позволяет сделать некоторые выводы:

- на границе вода – дно существует, как правило, наилку мощностью от 1 мм до 0,5 см и более;
- в наилке обнаружен рост интегральной активности микроорганизмов (¹⁴СО₂-ассимиляция) по сравнению с наддонной водой и поверхностным осадком;
- максимальные величины общей численности микроорганизмов наблюдаются в наилке, где эта величина может достигать 17,5 млн клеток•мл⁻¹;
- в пограничную зону вода – осадок, т.е. в наилку, поступает сверху из водной толщи взвешенное органическое вещество, обеспечивающее деятельность гетеротрофов, а снизу из осадков поступают восстановленные соединения (N-NH₄⁺, HS⁻, CH₄⁻, Fe²⁺, Mn²⁺ и др.), необходимые для деятельности автотрофных микроорганизмов;
- наличие активных автотрофов (тионовых и нитрификаторов) в наилке подтверждено в экспериментах с добавкой тиосульфата натрия и аммонийного азота ростом величины СО₂-ассимиляции;
- в наилке наблюдается снижение концентрации кислорода и рост по сравнению с водной толщей растворенных биогенных элементов и сульфат-иона; последнего за счет окисления восстановленной серы, поступающей из осадков;
- увеличение численности микроорганизмов в наилке сопровождается увеличением содержания n-алканов C₁₄–C₂₀;
- максимум биомассы микроорганизмов, как правило, приходится на наилку, где за счет этой изотопно-тяжелой (–18 – –20 ‰) биомассы изотопный состав общего С_{орг} наилка обогащается изотопом ¹³С по сравнению с С_{орг} взвеси в водной толще и С_{орг} в осадках;
- изменение изотопного состава С_{орг} в наилке (и в осадке) по сравнению с С_{орг} взвеси водной толщи относится, по-видимому, к широко распространенному явлению, доказывающему ведущую роль микроорганизмов в трансформации взвеси на границе вода – осадок в арктических шельфовых морях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00210а) и Программы Президиума РАН № 23.

Литература

Лейн А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море в сентябре 2011 г // Океанология. 2013. Т.53. №5. С. 643–679.

ОСНОВЫ ВЕЩЕСТВЕННО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ИЗМЕНЕНИИ ЛИТОЛОГИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ В ИСТОРИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Г.Н. Леоненко, Е.В. Леоненко

*Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе,
Москва, egorleo85@gmail.com*

Важные задачи литологии связаны с исследованиями разнообразия вещественного состава, строения осадочных толщ, условий, процессов и энергии преобразований и размещения в них полезных ископаемых. Объектами изучения литологии в данной работе являются терригенные песчано-алеврито-глинистые и сопутствующие им темноцветные и сероцветные высокоуглеродистые кремнисто-карбонатно-глинистые ассоциации, содержащие сапропелевое, гумусовое рассеянное органическое вещество (РОВ) и вмещающие скопления нефти, газа, вод в осадочных бассейнах (ОБ). Толщи привлекают внимание не только вещественно-структурными особенностями, но и направленностью процессов седиментации и последующих преобразований в недрах ОБ под влиянием прогрева, погружения, других факторов, которые обусловили неравномерное изменение состава, строения пород, нефтегазообразование, формирование зон, пластов-коллекторов, перемещение флюидов и появление скоплений углеводородов (УВ). Изучению нефтегазоносных толщ посвящена обширная литература. Рассматриваемые представления являются результатом многолетних исследований авторов (Леоненко, 1992, 2011; Леоненко, Соколов, 1993; Леоненко, Пронина, 2010). На их развитие оказали влияние идеи И.И. Нестерова, А.Э. Конторовича, К.Н. Кравченко и Б.А. Соколова. В работе основной упор сделан на влияние энергетических параметров на изменение литологии нефтегазоносных толщ, включая их преобразования в истории ОБ.

При оценке влияния энергетического потенциала на изменение литологии, интенсивность преобразований и на перспективы нефтегазоносности ОБ, при всей важности тектонического подхода, где главным фактором структурирования является механическая энергия, большое значение имеют процессы седиментации, погружения и прогрева осадков, где на первый план выступают кинетическая, потенциальная, тепловая и другие виды энергии.

Особенности изменения вещественного состава и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов во многом определяются объемом осадков, количеством и типом органического вещества в них и возможностью удерживать углеводороды. Это значит, что важными седиментационными условиями нефтегазоносности осадочных толщ являются их мощность и длительность формирования, а, следовательно, скорость осадконакопления, которая рассчитывалась авторами в м/млн лет, и динамика переноса и седиментации осадков (Леоненко, 1992). При седиментационно-динамическом моделировании литофациальные комплексы ОБ были объединены в три крупнейшие группы: высокоскоростные (20–50 и более м/млн лет), соответствующие комплексам молодых платформ, низкоскоростные (1–20 м/млн лет), свойственные древнеплатформенным, и переменноскоростные (1–50 и более м/млн лет), характерные для бассейнов рифтовых зон и подвижных (складчатых) областей. Изучение связи вещественного состава комплексов и скорости осадконакопления на примере Западно-Сибирского бассейна показало, что он неодинаков. В высокоскоростных комплексах преобладают обломки пород и плагиоклазов, в низкоскоростных — кварца и калиевого полевого шпата, в переменноскоростных — плагиоклазов, осадочных и кремнистых пород. Выявлены закономерности, связанные с различиями в составе комплексов в областях сноса и в зависимости от удаления осадков от береговой линии, что во многом обусловлено динамикой седиментации. Рассмотрены последовательность накопления, взаимодействие литофациальных комплексов, изменение их в истории ОБ и связь с нефтегазоносностью. В строении большинства ОБ выделяется не менее четырех групп литофациальных комплексов, различающихся скоростью осадконакопления, погружения и энергетической активностью. Повышенной активностью обладают толщи косослоистых песчаников и алевролитов, низкой (более чем на 2 порядка) — пласты глинистых пород.

В эволюционном развитии динамических обстановок седиментации и формирования коллекторов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (ЗСНГБ) — примера перспективной структуры полного развития — отмечается четыре этапа с неодинаковой энергетической активностью. Наиболее контрастным является ранне-среднеюрский, включая раннекембрийский, когда большая часть региона стала ареной накопления в условиях переменной скорости и динамики седиментации угленосных прибрежно-континентальных линзовидно-слоистых толщ. На следующем этапе, в позднеюрское, вплоть до конца ранневаланжинского времени, при низкой скорости осадконакопления и различной активности среды переноса седиментации сформировались известные дренирующие коллекторские горизонты (васюганский) и нефтепроизводящие толщи (баженковский горизонт и низы мегионской свиты). На меловом этапе преобладали высокие скорости осадконакопления. В поздневалланжинское и аптское время в связи с активизацией тектонических движений в центре и на окраинах бассейна в условиях высокой скорости осадконакопления и динамики среды переноса и седиментации происходила регрессия моря и накопление дельтовых клиноформных толщ с песчано-алевритовыми коллекторами. В апт-сеноманское время на востоке и в центральной части региона в связи с преобладающей высокой скоростью и динамикой среды переноса и седиментации образовались мощные толщи песчано-алевритовых коллекторов, которые при наличии флюидоупоров содержат скопления углеводородов. И, наконец, на этапе, отвечающем позднемеловому – палеогеновому, начиная с туронского времени, произошла морская трансгрессия, которая сопровождалась общим резким изменением динамического режима седиментации. Она сменилась подъемом ОБ. Характерна закономерная миграция активных динамических обстановок в западном направлении с одновременным изменением простираения с северо-восточного на субмеридиональное.

Результаты изучения седиментационно-динамических условий в ЗСНГБ и других бассейнах показали, что подобное соотношение и взаимодействие толщ обеспечивает формирование двух нефтегазоносных комплексов и высокие перспективы нефтегазоносности ОБ. Благоприятными седиментационно-динамическими условиями формирования крупных залежей нефти является полное развитие всех этапов седиментации, нарастание скорости осадконакопления и переменная динамика седиментации, а для образования газовых и газоконденсатных скоплений — снижение скорости осадконакопления и динамики переноса и седиментации. Нарушение этих условий приводит к изменению перспектив ОБ. Формирование на начальных этапах отложений с высокой скоростью осадконакопления предопределяет преимущественную газоносность. Возрастание скорости осадконакопления на средних этапах приводит к замедлению процессов преобразования, охвату этими процессами большего объема осадков и к формированию месторождений нефти и газа. Уменьшение скорости осадконакопления на третьем этапе сопутствует понижению объема осадков и количества органического вещества, необходимого для генерации УВ (Днепровско-Донецкий бассейн, Галф-Коста и др). Повышение активности на последнем этапе приводит к образованию в верхнем комплексе многослойных покрышек и к большим потерям УВ (бассейны Мангышлака, Волго-Уральского междуречья, Западно-Канадский и др.). Понижение скорости осадконакопления к концу развития бассейна обеспечивает при низкой динамике седиментации его автономность и сохранение залежей от разрушения на поверхности Земли. Формирование бассейнов зачастую заканчивается подъемом, сжатием, размывом, образованием разломов и переформированием залежей УВ.

Погружение, прогрев пород и циркуляция флюидов вызывают перестройку внутренней структуры ОБ, дефлюидизацию и формирование вторичных неоднородностей пород, УВ, глубинных зон и линз (сфер) разуплотнения, которые являются элементами литофлюидодинамической неоднородности. Зоны характеризуются типами распределения величин фильтрационно-емкостных свойств пород, пор и трещин, минералов и флюидов, темпами изменения температур и давлений в ОБ (Леоненко, Соколов, 1993; Леоненко, Пронина, 2010). Каждая из глубинных зон характеризуется свойственным ей комплексом глинистых минералов. Например, в Широком Приобье в верхней глубинной зоне (0–2 км) при температурах 30–50 °С в протяженных крупных зонах разуплотнения с аномально низким

пластовым давлением породы содержат монтмориллонит, каолинит, хлорит, реже гидрослюды и смешаннослойные образования. Коллекторы первично- и вторично-поровые. В третьей зоне, расположенной в интервале глубин 2,5–2,8 км, в зонах разуплотнения с аномально высокими пластовыми давлениями преобладают гидрослюды и каолинит.

Осложняющие глубинную зональность локальные зоны разуплотнения имеют неодинаковую природу, различаются скоростью фильтрации флюидов, трещиноватостью, ограничиваются участками повышенной аутигенной минерализации, свойственной каждой из них. Многочисленная группа этих зон возникла в условиях превышения образования флюидов по отношению к их оттоку. Другая группа зон с залежами нефти и газа связана с неравномерным перемещением флюидов. Третья обусловлена затруднением флюидообмена при уплотнении пород. Наиболее крупные зоны разуплотнения с залежами нефти и газа расположены под глинистыми горизонтами, ограничивающими глубинные зоны. Одноплановые преобразования минералов и органики при снижении скорости погружения происходят медленнее, с зафиксированной авторами разницей в 60 и более м/млн лет. (Леоненко, 1992; Леоненко, Соколов, 1993; Леоненко, Пронина, 2010).

В целом литологические и энергетические изменения водно-породных толщ в эволюции ОБ происходят постоянно как в процессе седиментации осадков, так и при прогреве и погружении их в недрах Земли. Эти процессы приводят к формированию в ОБ самостоятельных структурно-деформационных систем с неравновесными, в основном низкотемпературными минеральными ассоциациями и природными резервуарами нефти, газа и воды. В состав этих систем, кроме месторождений и залежей УВ, входят глубинные литофлюидодинамические зоны с коллекторами, линзы (сферы) разуплотнения неодинакового генезиса, трещинные и кольцевые системы, инъекционные, грязевулканические структуры. Эволюция этих ассоциаций при прогреве и погружении определяется энергетическими (флюидодинамическими) факторами, а их существование отражает неравномерное разнонаправленное перемещение, воспроизводство, циркуляцию и перераспределение флюидов, количество которых резко понижается к днищам ОБ.

Результаты изучения водно-породных толщ в ОБ и их литологических и энергетических характеристик могут быть использованы для прогноза нефтегазоносности ОБ на этапах региональных исследований, при поисках и разведке скоплений нефти и газа.

Литература

Леоненко Г.Н. О литологии, седиментологии и энергетическом подходе к исследованиям // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. Вып. V (21) С. 24–37.

Леоненко Г.Н. Формирование зон коллекторов в терригенных отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Автореферат дисс. ...д. г.-м. н. М., 1992. 45 с.

Леоненко Г.Н., Пронина Н.В. Условия накопления, стадийные преобразования и разуплотнение глинистых толщ Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. Вып. IV (20) С. 56–69.

Леоненко Г.Н., Соколов Б.А. Зоны коллекторов нефти и газа и эффективность их вскрытия перфорацией. М.: Геоинформмарк. 1993. 57 с.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ САПРОПЕЛЕЙ С РАЗЛИЧНЫМ ГЕНЕЗИСОМ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА — ПЛАНКТОННЫМ И МАКРОФИТОВЫМ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕР СИБИРСКОГО РЕГИОНА)

Г.А. Леонова¹, А.Е. Мальцев¹, В.А. Бобров¹, С.К. Кривоногов¹, А.А. Богущ¹, В.Д. Тихова²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
leonova@igm.nsc.ru

²Новосибирский институт органической химии им. Н.Н. Ворожцова СО РАН, Новосибирск,
Tikhova@nioch.nsc.ru

Органическое вещество (ОВ) донных осадков является их важнейшей характеристикой, определяющей геохимические свойства и облик в целом. Изучение закономерностей распределения и накопления ОВ в осадках имеет большое теоретическое и практическое значение и, в частности, позволяет вскрыть условия накопления крупных масс ОВ, исходного для биогенных отложений типа сапропелей, нефти и газа (Романкевич, 1977). ОВ различного генезиса и вмещающая его минеральная основа образуют сложную гетерогенную систему осадков, для познания которой надо знать особенности распределения и морфологию ОВ. В современных осадках выделяют несколько морфологических (отчасти генетических) форм ОВ (Емельянов, Романкевич, 1979): 1) органический детрит и агрегаты ОВ (преимущественно автохтонное ОВ); 2) остатки растительности суши и макрофитов; пыльца и споры (преимущественно аллохтонная компонента, берегов — смесь авто- и аллохтонного ОВ); 3) ОВ биогенного известкового и кремневого скелетного материала; 4) ОВ костных остатков ихтиофауны и другие формы ОВ.

Типизация озерных отложений на основании изучения компонентного состава их органической части разработана недостаточно, редким исключением является попытка М.М. Соловьева (1935) разделить сапропели озер Белоруссии на олиго-, мезо- и полигумозные по содержанию в них битумов. Из всех известных классификаций сапропелей наиболее обоснованной, на взгляд авторов, является предложенная Н.В. Кордэ (1960) генетическая классификация, в основу которой положен палеолимнический подход, а основными показателями, которые помогают вскрыть особенности летописи прошлого, «записанные» в разрезах сапропелевых толщ, являются биологические данные. Именно на принципе совместного использования биологических и некоторых химических данных Н.В. Кордэ установлены *биологические типы озерных отложений*.

Сапропели, по определению Н.В. Кордэ (1960), — это современные или субфоссильные, тонкоструктурные, коллоидальные отложения континентальных водоемов, содержащие значительное количество ОВ и оформленных остатков микроскопических водных организмов, некоторое количество неорганических компонентов биогенного происхождения и минеральных примесей приносного характера. Генетически близки сапропелям торфа, но сапропели отличаются от торфов своей тонкой структурой. Существуют также биогенные отложения, переходные между торфами и сапропелями, характерные для неглубокой зарастающей макрофитами литорали озер и содержащие значительное количество остатков не вполне разложившейся высшей водной растительности. Такие сапропели по определению Г. Потонье (1920) называются торфянистыми.

Накопление сапропелей является характерной чертой бессточных озер умеренного пояса Сибири. Физико-географические условия территории юга Западной Сибири благоприятны для сапропелеобразования: плоский слаборасчлененный рельеф, незначительный уклон на север, относительно теплый климат, избыток влаги наряду с процессами выветривания и размыва обеспечивают поступление в озера достаточного количества биогенных компонентов, что содействует развитию в них органической жизни. Большинство расположенных здесь сапропелевых озер мелкие, слабопроточные или непроточные, с накоплением в донных осадках органики и железа, что характерно для гумидной зоны (Джабарова, Немирович-Данченко, 1982). Климатические условия Южного Прибайкалья и, в частности, предгорной полосы между северным фасом хребта Хамар-Дабан и озером Байкал, где понижения рельефа заняты

озерами и болотами, довольно мягкие. Значительная увлажненность обусловлена физико-географическими особенностями: наличием высокого горного хребта, собирающего влагу, и озера Байкал, отепляющего территорию. Климат влияет на гидрохимический режим рек и озер, определяя малую минерализацию вод в период их наибольшей водности, а снеговые талые воды вызывают резкое снижение минерализации весной (Флора..., 2001).

Наибольший интерес для авторов представляют осадки малых озер сибирского региона, содержащие более 50 % ОВ, т.е. собственно сапропели по классификации Н.В. Кордэ (1960), широко распространенные в озерах юга Западной Сибири (Джабарова, Немерович-Данченко, 1982; Krivonogov et al., 2012) и Южного Прибайкалья (Безрукова и др., 2008). Основная цель проводимых нами исследований — выявление биогеохимических особенностей сапропелей, сформировавшихся за период голоцена (12000 л.н.), и установление генезиса ОВ сапропелей. Решение подобных задач требует комплексного подхода — исследования био- и литостратификации, вещественного и химического состава длинных ненарушенных кернов сапропеля, полученных путем бурения скважин в озерах на всю глубину залегания сапропелевых отложений.

Объектами наших исследований в Западной Сибири стали шесть сапропелевых озер: Белое (Кольванский район, координаты бурения скважины – 55° 23' с.ш., 82° 41' в.д.); Минзелинское (Кольванский район, 55° 32' с.ш.; 83° 14' 03,1" в.д.); Большие Тороки (Каргатский район, 55° 23' 36,7" с.ш.; 80° 37' 06,8" в.д.); Иткуль (Каргатский район, 55° 03' 55,3" с.ш.; 81° 02' 35,2" в.д.); Саргуль (Здвинский район, 54° 35' 30,3" с.ш.; 78° 52' 49,5" в.д.) Новосибирской области и Кирек (56° 10' с.ш., 84° 22' в.д.) юг Томской области. В Южном Прибайкалье — три озера: Очки (51° 29' с.ш., 104° 52' в.д.); Духовое (53° 18' с.ш., 108° 53' в.д.) и Котокель (52° 46' 56,9" с.ш.; 108° 07' 13,7" в.д.).

В малых озерах сибирского региона в настоящее время формируются два биологических типа сапропелей: планктоногенный — основным продуцентом ОВ сапропелей является планктон и макрофитогенный — основным продуцентом ОВ сапропелей являются макрофиты. Промежуточный тип — смешанный планктоно-макрофитогенный (Леонова, Бобров, 2012). При установлении генезиса ОВ сапропелей в первую очередь исследуется современный озерный биоценоз, и в нем выделяются доминирующие виды-продуценты ОВ (сапропелеобразователи), дающие наибольшую биомассу, т.е. выделяется современный источник поставки автохтонного ОВ в озерный осадок. Генезис фоссилизированного ОВ по глубине стратифицированной колонки сапропеля устанавливается по отношению органического углерода к азоту ($C_{орг}/N$), косвенно указывающего на генетическую связь ОВ осадков с исходным органическим материалом — либо автохтонным (планктоном и макрофитами), либо аллохтонным (наземной растительностью) (Виноградов, 1944). Известно, что высшая водная и наземная растительность бедна азотом и имеет высокое значение $C_{орг}/N$ (20–40) (Скопинцев, 1977), для диатомового планктона это отношение составляет 5,5–7,0 (Харвей, 1948), для байкальского фитопланктона оно близко к 10 (Вотинцев, 1961; Выхристюк, 1980). В сапропеле оз. Духовое отношение $C_{орг}/N$ варьирует от 5,74 до 8,67, следовательно, его источником являлся именно фитопланктон (Леонова и др., 2012). Также при установлении генезиса фоссилизированного ОВ используются молекулярные биомаркеры, достаточно надежно подтверждающие генезис незрелого ОВ в современных озерных осадках (Меленевский и др., 2011). Так, нечетные гомологи углеводов nC_{29} и C_{31} (биомаркеры макрофитов), найденные в сапропеле озера Белое с использованием пиролитических методов, указывают на макрофитогенную природу ОВ.

По нашему предварительному заключению, различия физико-географических и климатических условий обуславливают формирование в настоящее время в малых озерах Южного Прибайкалья преимущественно планктоногенных сапропелей (озера Духовое, Очки, Котокель), а в озерах юга Западной Сибири — макрофитогенных сапропелей (озера Белое, Большие Тороки, Минзелинское). В оз. Кирек (Томская область) формируются два типа сапропелей: в центре озера в его глубоководной части (7 м) — планктоногенный, а в прибрежной части до глубины 5 м — макрофитогенный (Леонова и др., 2011).

На рис. 1 показано строение залежи сапропеля оз. Минзелинского. По данным радиоуглеродного датирования, ее возраст оценивается в 5900 лет. Содержание ОВ по всей

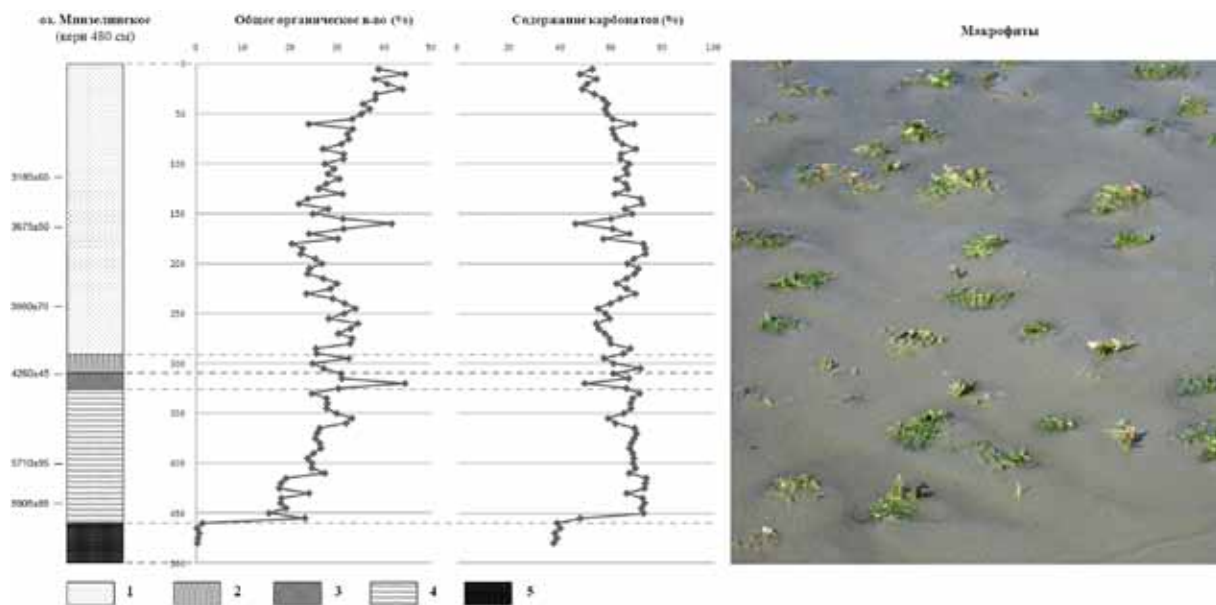


Рис. 1. Литостратиграфия, содержание органического вещества и карбонатов в сапропеле оз. Минзелинское. 1 (0–291 см) — макрофитогенный сапропель; 2 (291–307 см) — торфянистый сапропель; 3 (307–318 см) — торф со скоплением раковин гастропод; 4 (318–460 см) — торфянистый сапропель с раковинами гастропод; 5 (460–500 см) — песок. На фото показаны макрофиты на поверхности сапропелевой залежи

глубине колонки довольно однородно и варьирует в пределах 40–20 %. Однако природа ОВ разная, т.е. различны источники исходного органического материала. До глубины 290 см залегает макрофитогенный сапропель, автохтонный источник ОВ — макрофиты. Ниже расположен узкий (10 см) прослой торфянистого сапропеля, сапропелеобразующий материал которого — растения-торфообразователи (аллохтонный источник ОВ). С глубины 307 см залегает слой торфа, а ниже в интервале глубин 318–460 см его вновь подстилает торфянистый сапропель. Таким образом, строение отложений указывает на изменения условий сапропелеобразования — повышение и понижение уровня воды в озере.

На рис. 2 показано строение отложений оз. Духовое. Донные осадки представлены темно-окрашенным рыхлым планктоногенным сапропелем (0–180 см), ниже которого залегает минеральный слой рыжевато-коричневого цвета плотной структуры (180–574 см). Различие в вещественном составе слоев иллюстрирует распределение органического углерода ($C_{\text{орг}}$): его высокие концентрации прослеживаются до глубины 180 см, ниже по разрезу его содержание резко падает. Исследование вещественного состава осадков на сканирующем электронном микроскопе показывает четко различимые отдельные организмы фитопланктона разных видов в слое 0–180 см; глубже 180 см они отсутствуют (Bogush et al., 2013). Планктонный генезис ОВ сапропеля оз. Духовое подтверждается величиной отношения $C_{\text{орг}}/N$ (5,74–8,67), а также исследованием современного биоценоза озера, который преимущественно представлен микроскопическими водорослями фитопланктона: зеленые — 16 видов, сине-зеленые — 9, диатомовые — 8 (Леонова и др., 2012).

Планктоногенные сапропели, формирующиеся в настоящее время в озерах Южного Прибайкалья (Очки и Духовое), в геохимическом отношении резко отличаются от макрофитогенных сапропелей озер Западной Сибири (Белое и Кирек). В оз. Очки с ультрапресными термальными холодными водами сульфатного класса в настоящее время происходит формирование *планктоногенного низкожелезистого, низкокальцевого* сапропеля: Fe — 0,67 %, Ca — 0,43 %, зольность — 27 %, ОВ — 73 % (Бобров и др., 2010). Сходный низкожелезистый (Fe — 2,7 %), низкокальцевый (Ca — 0,67 %) и низкозольный (28 %) сапропель с высоким содержанием ОВ (73 %) образуется в оз. Духовое с гидрокарбонатным классом вод (Леонова и др., 2012; Мальцев и др., 2012). В оз. Кирек в центральной части (глубина 7 м)

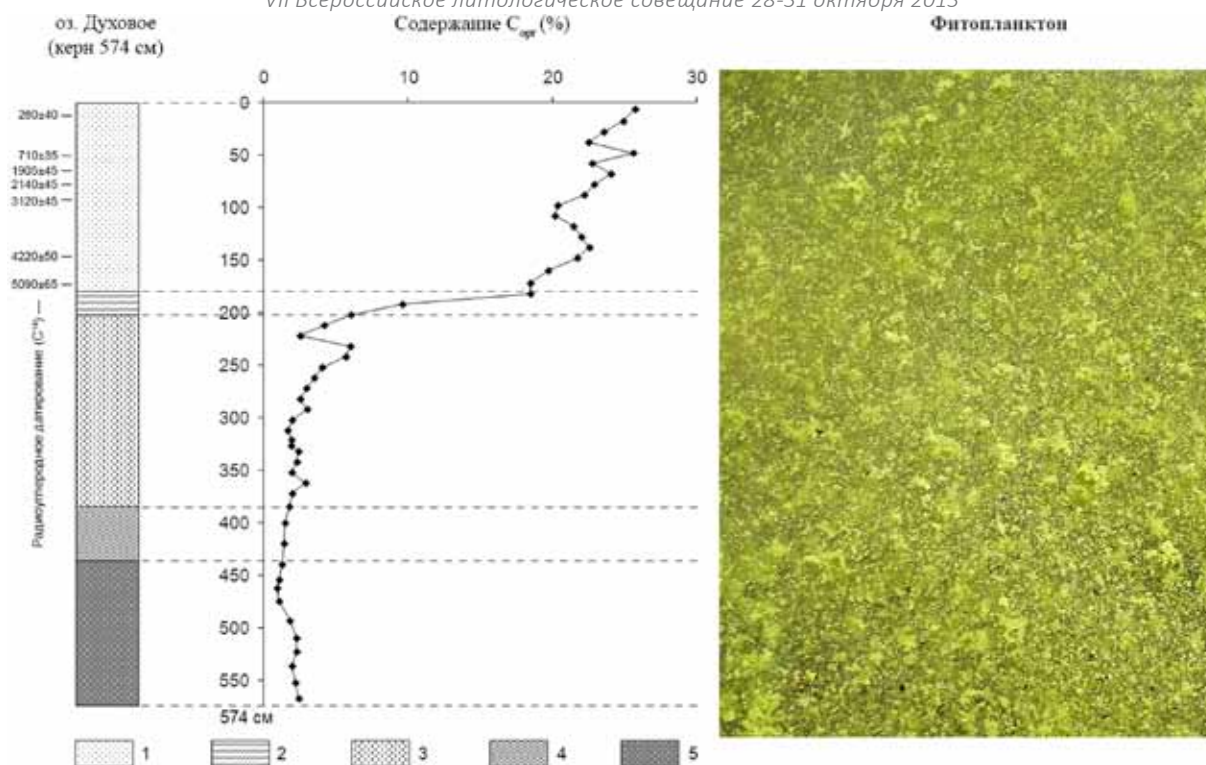


Рис. 2. Литостратиграфия и содержание органического углерода в донных осадках оз. Духовое. 1 (0–180 см) — планктоногенный сапропель; 2 (180–205 см) — глинистый ил рыхлый темный; 3 (205–393 см) — глинистый ил плотный серо-сизый; 4 (393–445 см) — глины, темно-серые; 5 (445–574 см) — опесчаненные глины. На фото показан фитопланктон в поверхностных горизонтах воды оз. Духовое

формируется *планктоногенный высокожелезистый, низкокальциевый сапропель*: Fe — 16 %, Ca — 3,8 %, зольность — 47 %, ОВ — 53 %.

Наиболее важный геохимический показатель макрофитогенных сапропелей — высокое содержание кальция. В настоящее время в озерах Западной Сибири формируются *высококальциевые, низкожелезистые сапропели*: в оз. Белое по всей акватории (Ca — 27 %, Fe — 1,1 %, зольность — 80 %, ОВ — 20 %), в оз. Кирек в прибрежной зоне до глубины 5 м (Ca — 18 %, Fe — 3 %, зольность — 70 %, ОВ — 30 %).

Формирование подобных биогеохимических разновидностей сапропелей во многом обусловлено химическим составом (минерализация, класс), физико-химическими условиями (рН, Eh) озерных вод и продуцентами ОВ (планктон, макрофиты, растения-торфообразователи).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00392, 11-05-00655, офи-м-2011 № 11-05-12038), Междисциплинарного интеграционного проекта № 125.

Литература

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 248–253.

Бобров В.А., Леонова Г.А., Федорин М.А., Кривоногов С.К., Бычинский В.А., Краснобаев В.А. Элементный состав органогенных осадков озера Очки (Прибайкалье), сформировавшихся в голоцене // Успехи органической геохимии. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2010. С. 40–44.

Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря. М., 1944. С. 44–57.

Вотинцев К.К. Гидрохимия оз. Байкал. М.: Наука, 1961. 311 с.

Выхристюк Л.А. Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск: Наука, 1980. 79 с.

Джабарова Н.К., Немирович-Данченко Л.А. Физико-химическая характеристика сапропелей озера Кирек // Курортные ресурсы и санаторно-курортное лечение в Сибири. Томск, 1982. С. 31–36.

Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 219 с.

Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.

Леонова Г.А., Бобров В.А. Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации микроэлементов. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2012. 308 с.

Леонова Г.А., Бобров В.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 115–131.

Леонова Г.А., Богуш А.А., Кривоногов С.К., Тихова В.Д., Кондратьева Л.М., Росляков А.Н., Мальцев А.Е., Бобров В.А. Некоторые аспекты диагенетического преобразования органогенных отложений оз. Духовое (Южное Прибайкалье) // Тяжелые металлы и радионуклиды в окружающей среде: Матер. VII Междунар. науч.-практ. конф. Т. 1. Семей: Изд-во СГПИ, 2012. Т. 1. С. 46–54.

Мальцев Е.А., Бобров В.А., Леонова Г.А., Богуш А.А., Бычинский В.А. Особенности распределения химических элементов в поровых водах и в сапропеле оз. Духовое как отражение процессов раннего диагенеза // Современные проблемы геохимии: Матер. Всерос. совещания, посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск: Изд-во ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 1. С. 183–186.

Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Коньшев А.С. Результаты исследования органического вещества современных осадков озера Белое (Западная Сибирь) по данным пиролитических методов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 751–762.

Потонье Г. Сапропелиты // Нефтяное и сланцевое хозяйство. Петроград: Изд-во Народного Комиссариата путей сообщения, 1920. 209 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Скопинцев Б.А. Органическое вещество в придонных водах. М., 1950. Вып. 17 (29). 290 с.

Соловьев М.М. Типы и распространение сапропелевых отложений в северной части БССР // Торф и его использование в народном хозяйстве. Минск, 1935. С. 135–143.

Флора и фауна водоемов и водотоков Байкальского заповедника. Вып. 92. М., 2001. 82 с.

Харвей Х.В. Современные успехи химии и биологии моря. М.: ИЛ, 1948. 224 с.

Bogush A.A., Leonova G.A., Krivonogov S.K., Bobrov V.A., Tikhova V.D., Kondratyeva L.M., Kuzmina A.E., Maltsev A.E. Diagenetic transformation of sapropel from Lake Dukhovoe (East Baikal region, Russia) // Procedia Earth and Planetary Science. ELSEVIER. 2013. № 7. P. 81–84.

Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., Kazansky A.Y., Klimin M.A., Bobrov V.A., Safonova I.Y., Phedorin M.A., Bortnikova S.B. An abrupt ecosystem change in Lake Beloe, southern Western Siberia: Palaeoclimate versus local environment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. V. 331–332. P. 194–206.

ИСТОЧНИКИ ПОСТУПЛЕНИЯ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В КАРНИЙСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.Ф. Летникова¹, А.Э. Изох¹, С.С. Лобанов¹, И.В. Будников², В.О. Шелестов³,
Е.И. Николенко¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
efletnik@igm.nsc.ru

²Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск

На северо-востоке Сибирской платформы наиболее масштабным и продуктивным древним коллектором алмазов является базальный горизонт карнийского яруса верхнего триаса, простирающийся от Восточного Таймыра до низовьев р. Лена (Граханов и др., 2009).

Изучению карнийских гравелитов посвящено значительное количество публикаций, однако вопросы их генезиса, а также появления алмазов и минералов тяжелой фракции в этих отложениях остаются предметом острых дискуссий. На данный момент существует несколько гипотез механизмов концентрирования алмазов в изучаемом горизонте. С одной стороны, существует мнение о дальнем переносе, протекающим с обезличиванием состава первоисточников, где ставится под сомнение связь алмазов и пиропов с одним типом коренного источника, а их объединение происходит лишь в среде седиментогенеза (Афанасьев и др., 2009,

2010). С другой стороны, геохимические характеристики гравелитов и наличие синхронных «кимберлитовых» цирконов (228 ± 6 млн лет) позволили предположить их формирование за счёт переотложения кор выветривания по кимберлитам (Граханов и др., 2007). Позднее, основываясь на наличии «лапиллей», был предложен непосредственно вулканогенно-осадочный генезис карнийских россыпей (Граханов и др., 2010; Проскурнин и др., 2012). В.Ф. Проскурниным на основании комплекса петрографо-минералогических и петрогеохимических данных предлагается гидроэксплозивно-обломочная вулканогенная природа пород алмазоносного карнийского горизонта, а также базит-ультрабазитовый и, возможно, кимберлитовый состав вулканического протолита. По его мнению, в пользу этой гипотезы свидетельствует наличие лапиллей с реликтивными гиалопилитовыми, витрокластическими структурами, структурами автолитовых брекчий и присутствие оливин- и мелилитсодержащих пород (Проскурнин и др., 2012).

Алмазоносность базального горизонта карнийского яруса весьма неоднородна. Максимальные содержания алмазов установлены для гравелитов р. Булкур (левый приток нижнего течения р. Лена) (Граханов и др., 2009). Среди алмазов преобладают V и VII минералогические разновидности (Орлова, 1984), не установленные ни в одном из коренных источников кимберлитового состава. Сингенетичные минеральные парагенезисы в этих алмазах свидетельствуют об их кристаллизации в мантийном протолите эклогитового состава (Рагозин, 2009) и, следовательно, указывают на мантийное происхождение транспортирующей магмы. Вышесказанное обуславливает проблему поиска коренных источников алмазов для верхнетриасовых отложений.

В рамках решения проблемы условий седиментации и состава источников поступления обломочного материала для верхнетриасовых гравелитов (осипайская свита) северо-востока Сибирской платформы авторами начато изучение вещественного состава этих отложений. Литологические, петрографические и геохимические исследования позволили получить следующую информацию. Обломочная часть породы представлена угловатыми неокатанными обломками лито- и кристаллокластов. Литокласты представлены вулканическими разностями пород основного состава. В большом количестве присутствуют таблитчатые кристаллы калиевого полевого шпата, мелкие лейсты измененного флогопита. Среди аксессуарных минералов часто встречается хромит, циркон, пикроильменит, апатит, реже гранат. Крупные (2–3 см в диаметре) округлые обломки при детальном исследовании оказались вулканическими бомбами, во многих случаях сохранившими «скорлупу» зоны закалки, и оплавленными ксенолитами, характеризующимися внешней зоной термальной проработки. При петрографических исследованиях ксенолитов установлено два их типа. Первый представлен долеритами трапповой формации, второй — кварц-полевошпатовыми песчаниками с карбонатным цементом. Подтверждением ксеногенной природы этих двух типов ксенолитов является петрографическое изучение гравелитов, где в шлифах явно видно присутствие в общей мелкозернистой массе литокластов основного состава крупных обособлений, представленных чужеродными для данных образований долеритами и песчаниками. В общей массе присутствуют лапилли основного состава. Цементирующей массой послужил железистый хлорит, являющийся типичным минералом, развивающимся по пеплам основного состава.

Наличие лапиллей и вулканических бомб хорошей сохранности, обилие глинистого матрикса, отсутствие окатанности обломков не позволяют предположить длительную транспортировку или природное шлихование обломочного материала и свидетельствуют о непосредственной близости источника обломочного материала. При этом для того чтобы исключить гипотезу о множестве источников сноса, для отложений алмазоносного карнийского горизонта были проведены геохимические исследования мелкозернистого матрикса (песчаная фракция) и общего валового состава породы. Установлено, что они имеют идентичный состав и, следовательно, образовались в результате разрушения единого источника сноса. Следует отметить высокие содержания Ti, K₂O, Zr, Ba, Sr и V. Данные породы являются осадками первого цикла, не подвергшиеся переотложению, на это указывает большое количество вулканического материала — литокластических обломков, вулканических бомб хорошей сохранности, лапиллей — и обилие железистого хлорита. Эти петрографические данные

не позволяют рассматривать гипотезу о переотложении продуктов коры выветривания как механизме образования данного алмазоносного горизонта. Обобщая полученный петрографический и геохимический материал, можно с уверенностью судить об эксплозивном характере поступления обломочного материала, в том числе алмазов, в карнийский горизонт.

Сопоставление петрохимических и геохимических характеристик гравелитов карнийского горизонта, неалмазоносных кимберлитов на данной территории и лампроитов Сибири (Секерин и др., 1990) указывает на близость петрохимических составов обломочных пород алмазоносного коллектора и лампроитов. Подтверждение этому было получено при детальном петрографическом и минералогическом исследовании. Так, среди обломочного материала гравелитов и вулканических бомб преобладают продукты вулканической деятельности трахитового состава. Изредка встречаются обломки сильно измененных меланократовых порфировых пород с вкрапленниками клинопироксена, флогопита и, возможно, серпентинизированного оливина. В гравелитах мелкие обломки представлены неокатанными лапиллями с флюидальной стекловатой основной массой и вкрапленниками калиевого полевого шпата. Такой же состав имеют и окатанные обломки, подобные описанным В.Ф. Проскурниным (2012). В более крупных обломках, а также в вулканических бомбах отчетливо наблюдаются флюидальные текстуры, при этом степень раскристаллизации может сильно варьировать даже в пределах одного обломка от стекловатой до трахитовой или сферолитовой. В основной массе сферолитов и микролитов присутствует калиевый полевой шпат, флогопит, биотит, хромсодержащий титаномагнетит, фтор-апатит и циркон. Плагиоклаз в основной массе не был обнаружен даже при исследовании на сканирующем микроскопе. Во вкрапленниках преобладает калиевый полевой шпат, реже встречается биотит. Отмечаются гломеросростки калишпата, клинопироксена и титаномагнетита и калишпата с биотитом. Ни в одном случае не обнаружено вкрапленников кварца или плагиоклаза. Присутствие в гравелитах обломков сильно измененных ультраосновных пород с флогопитом, парагенезис калиевого полевого шпата, клинопироксена, биотита и хромита при полном отсутствии плагиоклаза характерны для трахитов лампроитовых серий.

Для U-Pb изотопного датирования вулканомигматических обломочных пород были выделены акцессорные цирконы из проб алмазоносных гравелитов с левобережья р. Булкур и в районе р. Хатыстах. U-Pb изотопные измерения цирконов выполнены в Государственной ведущей лаборатории геологических процессов и минеральных ресурсов, Китайского университета геологических наук в Ухань (State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan) на плазменном масс-спектрометре Agilent 7500a. Проведенные исследования позволили установить крупное вулканическое событие на рубеже карния и ладена в возрастном интервале 234–236 млн лет. В то время как для отложений р. Хатыстах, относимых ранее к алмазоносному триасовому горизонту, выявлена значимая популяция цирконов с возрастом 143–150 млн лет.

Таким образом, литолого-геохимическое изучение верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы позволило выявить еще один этап магматической активности этой структуры. Это обширный эруптивный вулканизм с участием магм лампроитового типа. Именно они, с большой долей вероятности, послужили источниками поступления в триасовый коллектор необычных алмазов V и VII минералогической разновидности, не характерных для алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского и триасового возраста Сибирской платформы. Установлен возраст этого события — $235 \pm 1,5$ млн лет. О более локальном проявлении этого вулканизма свидетельствуют данные U-Pb изотопного датирования детритовых цирконов из района р. Хатыстах, относимых ранее к карнийскому горизонту. Полученные данные указывают на переотложение обломочного материала карнийского алмазоносного горизонта в постюрское время. Детальное изучение состава гравелитов в дальнейшем будет способствовать более координированным поискам алмазов в пределах северо-востока Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке 13-05-12025-офи_м, ИП СО РАН 27.1 и гранта РФФИ 10-05-00702.

Литература

- Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю. и др. // ДАН. 2009. Т. 428, № 2. С. 228–232.
- Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 335–353.
- Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: ГЕО. 2007. 457 с.
- Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуш И.Н. и др. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленёкского залива моря Лаптевых // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 53–61.
- Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н. и др. // Отечественная Геология. 2010. № 5. С. 3–12.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В. и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 698–711.
- Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А. // ДАН. 2009. Т. 425. № 4. С. 527–531.
- Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лаценов В.А. // Изв. АН СССР. Серия геол. 1990. № 5. С. 133–138.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ XXI ВЕКА

А.П. Лисицын

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

В конце 20-го – начале 21-го века были сделаны важные открытия в области седиментологии в Мировом океане. Институт океанологии, начиная с 1-го рейса «Витязя» (1949), и до перестройки провел более 300 экспедиций в Мировом океане с применением впервые созданных крупных научно-исследовательских судов с многочисленными лабораториями, с возможностью проведения исследований на глубинах до 11 км во всех природных зонах океанов. Впервые в ходе рейсов на борту судна работали атомно-абсорбционные, рентгеновские спектральные и дифракционные установки, проводился анализ изотопного состава и абсолютного возраста донных отложений, что оперативно использовалось в ходе работ.

Методы извлечения и изучения микро- и наночастиц.

Удалось начать многолетнее исследование не только осадков, но и исходного осадочного вещества — водной взвеси (свободнодисперсная система) с применением ряда независимых методов и современных технологий. Изучение взвешенного вещества, которое в океане встречается в малых количествах (в среднем 0,1–1 мг/л), проводилось в лабораториях «абсолютного воздуха».

На современном уровне исследований взвешенный в воде осадочный материал — микро- и наночастицы (МНЧ) — удастся количественно выделять и изучать шестью независимыми методами, контактными и бесконтактными. Количественное распределение рассеянной формы осадочного вещества (взвеси) удастся определять непрерывно также в поверхностном слое фотосинтеза с помощью спутников с верификацией прямыми наблюдениями, с отбором необходимых проб с поверхности, а на станциях также по вертикали. Выполнялось вертикальное зондирование вод до максимальных глубин с непрерывным гидрооптическим зондированием (и с получением с помощью сенсоров всех необходимых океанологических данных) с отбором проб батометрами. Это также инситное определение гранулометрического состава взвеси, содержания хлорофилла (индикатора фитопланктона), изучение фито- и зоопланктона и, что особенно важно, детальное исследование микроорганизмов одновременно со взвесью (Институт микробиологии РАН). Эти и другие исследования количества и состава рассеянной формы осадочного вещества (взвеси) проводились в рейсах параллельно — на тех же станциях, что и изучение донных осадков, которые также детально исследовались.

Для получения проб донных осадков, кроме общепринятых сейчас приборов, использовались специальные системы для отбора ненарушенного верхнего слоя осадка (обычно полужидкого), который находится на контакте с водой. Это специальные пробоотборники, мультикорер, трубка Ниёмисто и др.

Итак, удалось изучить инситу как количественное распределение, так и состав, и свойства рассеянного в воде осадочного вещества от момента его возникновения, а далее на стадиях транспортировки и отложения в виде современного донного осадка, а также в колонках и кернах бурения.

Новый подход к изучению осадочных процессов состоит в том, что изучению подлежит не только донный осадок — конечный продукт седиментации, но также и рассеянные в морской воде взвешенные осадочные частицы и растворенные формы. Поверхность и водная толща океана — это природная ловушка осадочного вещества геосфер, а не только рек, как считалось ранее, но и рассеянных осадочных микро- и наночастиц всех внешних геосфер, а также внутренних (в областях выхода на поверхность дна эндогенного материала — лавы, черные курильщики, руды и газы).

По единой методике на протяжении почти 50 лет сотрудниками Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН проводились работы по извлечению и анализу осадочного вещества из всех геосфер, поставляющих рассеянный материал в океан (количество, состав и свойства). По единой методике изучено осадочное вещество следующих внешних геосфер: атмосферы, криосферы (морские льды и айсберги), речная гидросфера, биосфера, морская часть гидросферы, седиментосфера, антропосфера (т.е. всего 7 внешних оболочек). Изучены на протяжении 10 лет с подводных аппаратов «Пайсис» и «Мир» во всех океанах выходы эндогенного вещества (восьмой геосферы) — эндосферы (лавы подводных извержений, пеплы, гидротермальный материал, газы) (Лисицын, 1981; Богданов, Лисицын, 2006).

Исследованиями удалось охватить все части Мирового океана (71 % поверхности планеты), а также участки континентов в местах, ключевых для понимания процессов. Уже отмечалось, что содержания рассеянного вещества в геосферах обычно очень незначительны (в океанах в среднем 0,1–1 мг/л), незаметны для невооруженного глаза, однако роль этих микро- и наночастиц огромна.

Системный подход требовал не только учета влияния биологических факторов (фито- и зоопланктона, и бентоса, и особенно бактерий), но и материального вклада биовещества в формировании осадочного вещества. Удалось установить неразрывную связь органики осадочного вещества и микробиоты в ходе распада вещества (Леин в этом сборнике; Савичев и др., в печати).

Следует подчеркнуть, что основная часть рассеянного вещества геосфер — это в основном тонкие частицы свобододисперсной системы, которые находятся в броуновском движении (вместе с бактериями), они то связываются биотой в крупные комки — пеллеты, то снова распадаются и вновь фильтруются зоопланктоном. Поэтому за пределами шельфов ведущую роль в преобразовании осадочного вещества (его новообразование в ходе фотосинтеза, биофильтрация зоопланктоном не только в деятельном слое, но и на всем пути до дна) играют биологические факторы, т.е. происходят, вопреки принятым представлениям, новые преобразования МНЧ, характерные для условий среды «живого океана».

Таким образом, речь идет не только о единообразном изучении рассеянного вещества всех геосфер, но о широком исследовании осадочных процессов, протекающих в геосферах, и не в отдельности, а в ходе их взаимодействия, результаты которого записываются в гигантской ловушке осадочного вещества планеты — в донных осадках.

Исследования осадочного процесса в координатах времени возможны сейчас не только для водной взвеси, но для осадочного вещества практически всех геосфер. Например, при бурении ледников Антарктиды и Гренландии не только обнаружены многочисленные прослойки аэрозольного вещества и вулканических пеплов в кернах, но и удалось датировать эти события до 300 тыс. лет назад (Котляков и др., 2013).

Изучение дальнего переноса аэрозолей (глобальный масштаб) проводится при изучении разрезов лессовых отложений Европы, Центральной Азии и Северной Америки (Лисицын, 2011). В докладе будут приведены новые данные.

Таким образом, микро- и нановещество геосфер входит как обязательная новая составляющая часть в глобальную седиментологию. Рассеянный осадочный материал является важным и особым (в тонкой части) источником информации, которая до настоящего времени

почти не используется. Его изучение во всех геосферах Земли позволяет говорить о новой седиментологии — с новыми объектами исследований, с новыми приборами и методами и с новыми результатами, важными не только для фундаментальной части седиментологии, но и для практического применения в ходе геологических исследований и даже для инженерных работ.

Количественные определения содержания частиц дисперсной фазы.

Уже отмечалось выше, что на настоящее время при морских исследованиях может использоваться по крайней мере шесть независимых методов определения количества частиц: в весовых величинах — концентрациях (мг/л, г/м³), в единицах потоков (мг/м²/год), а также в единицах прозрачности (м⁻¹) или мутности (нефелы).

Потоки сейчас прямым образом сопоставляются с абсолютными данными для донных осадков (мг/м²/год или чаще мг/м²/1000 лет) (Лисицын, 1978, 2001а, б, 2011, 2013). Это открывает большие возможности для количественного сопоставления потоков осадочного вещества в целом или его компонентов (минеральных, гранулометрических, химических, изотопных и др.) в геосферах Земли с потоками в донных осадках, т.е. переводит седиментологию на надежный количественный (цифровой) уровень, хотя нерешенных вопросов остается немало.

Кроме определений общего содержания частиц (в мг/л) мембранной ультрафильтрацией, определении потоков ловушками и другими методами важно изучение качественного состава МНЧ — их биологических остатков и живых организмов (биокожное вещество), а также минерального (в основном рентген, микрозонд, сканирующий микроскоп), химический (практически для всех элементов), а также изотопный состав C¹²/C¹³, O¹⁶/O¹⁸, S, Fe, Ca, Si и др. Среди особенно важных свойств — определение гранулометрического состава (инситное и лабораторное), площади поверхности и сорбционных свойств (Кравчишина, 2009).

В одном докладе невозможно хотя бы в общих чертах изложить полученные результаты по изучению рассеянного вещества в океане. Они будут кратко изложены в ряде докладов сотрудников Лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии (А.Ю. Леин, В.П. Шевченко, М.Д. Кравчишина, В.В. Гордеев, Л.Л. Демина, А.Н. Новигатский, И.А. Немировская и др., см. в этом сборнике).

Общая задача состояла в том, чтобы изучить рассеянное вещество всех геосфер (семь внешних и одна внутренняя) и сопоставить его с составом рассеянного вещества морской воды и донных осадков не только современных, но и древних в виде непрерывных записей в колонках и кернах бурения. Удалось сделать ряд открытий, выявить новые закономерности и процессы, о которых будет сказано в докладах и в заключительном сообщении. Можно сказать, что современная седиментология стала глобальной, количественной, основанной на многочисленных инситных экспериментах во всех природных зонах и на всех глубинах Мирового океана.

Начало работ по изучению свобододисперсной системы океана — 1950–1956 гг. (Лисицын, 1955, 1956а, б; Лизунов, Лисицын, 1955). Детальные исследования потоков в условиях Субарктики и Арктики удалось провести непрерывно на протяжении 12 лет с экспозицией 1 месяц в Белом море (Система Белого моря; Новигатский, в этом сборнике) и 4-х лет в Каспийском (Лукашин, в этом сборнике).

Таким образом, уже в настоящее время возникла возможность непрерывного изучения МНЧ и седиментационных процессов на любых глубинах морей и океанов не только инситно (во всех природных зонах и на любых глубинах), но и с возможностью определять потоки осадочного вещества во времени (мг/м²/год), учитывать (также инситно) все изменения во времени (суточные, сезонные, годовые и межгодовые) (а по донным осадкам столетия — миллиона лет).

Как изучить инситно историю потоков вещества для более длительных геологических отрезков времени? Например, для четвертичного времени (в его современном понимании 2,58 млн лет)? Для кайнозоя и мезозоя? Кернов бурения?

Выход был найден нами при использовании разнообразных природных ловушек-самописцев осадочного вещества (толщи материковых, морских и речных льдов, донные отложения озер, торфяники, болота и др.) (Лисицын, 1978, 1979, 1988, 2001а, б, 2004, 2011, 2013).

Особенно убедительные данные получены сейчас для криосферы по кернам бурения льда в Гренландии и Антарктиде (более 10 кернов) (Котляков и др., 2013). Здесь получены непрерывные записи истории наземного вулканизма и выпадения аэрозольного материала со снегом на протяжении почти миллиона лет. Сходные данные — по импактным, тектоногенным и горным озерам (до 8 млн, оз. Байкал), с оз. Эльтигитгын (Чукотка) более 3 млн. лет.

Для каждой среды (геосферы) обнаруживаются в геологическом прошлом свои ловушки-самописцы. Они могут использоваться для кросс-корреляции с опорными разрезами. Особенно много это дает для седиментологии современного и четвертичного времени, а также в перспективе и для более ранних этапов истории (Белое море, Онежское и Ладожское, тысячи озер северо-запада и Карелии).

Методы определения потоков (не только ловушечные, но и изотопные и др.) дают очень много не только для понимания природных геохимических и биологических процессов, но также для нового подхода к пониманию процессов загрязнения среды (антропогенный фактор) с определением потоков загрязнений, их направлений (векторов), дальности распространения и превращения вплоть до исчезновения. Экологические подходы пока крайне формальны, не убедительны, требуется разработка фундаментального обеспечения этой отрасли.

Поскольку понимание хода современной седиментации является основой для понимания осадочных процессов в прошлом, новые представления по современному осадочному процессу могут стать основой для многих новых построений в седиментологии.

Рассмотрение не только МНЧ, но и растворенных форм в четырехмерном пространстве ведется одновременно и для тех же элементов, и соединений. Это особенно важно при изучении биогенной триады ($\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_{2\text{ам.}} + \text{C}_{\text{орг}}$).

Литература

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 526 с.
- Котляков В.М., Липенков В.Я., Васильев Н.И. Глубокое бурение в Центральной Антарктиде и проникновение в подледное озеро Восток // Вестник РАН. 2013. Т. 83. № 7. С. 591–606.
- Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир. 2009. 264 с.
- Лизунов Н.В., Лисицын А.П. Состав взвеси Берингова моря по данным спектрального анализа // ДАН СССР. 1955. Т. 1, № 4. С. 593–596.
- Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования донных осадков // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т. 13. С. 16–22.
- Лисицын А.П. Методика изучения взвеси с геологическими целями // Тр. ИО АН СССР. 1956а. Т. 19. С. 95–115.
- Лисицын А.П. Новые данные о составе и распределении взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии // ДАН СССР. 1956б. Т. 126, № 4. С. 863–866.
- Лисицын А.П. Процессы океанского осадкообразования. М.: Наука, 1978. 271 с.
- Лисицын А.П. Идеи А.Д. Архангельского в развитии геологии морей и океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 65–76.
- Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20–45.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадкообразовании в морях и океанах. М.: Наука. 1988. 309 с.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних геосферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Наука, 2001а. С. 163–268.
- Лисицын А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001б. Т. 42, № 4. С. 522–559.
- Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 15–48.
- Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. 2011. Т. 5, № 10. С. 1398–1436.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. 2013. Т. 2.
- Система Белого моря. В 4 т. М.: Научный мир. Т. 1. — 2010. Т. 2. — 2012. Т. 3. — 2013. Т. 4 — в печати.

СРАВНИТЕЛЬНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ И ДОННЫХ ОСАДКОВ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

А.П. Лисицын

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

Изучение рассеянной формы осадочного вещества в водах (взвеси) для целей геологии было начато автором в 1950–1955 гг. в морях Дальнего Востока. Удалось не только выделить из воды незначительные (в среднем 0,1–1 мг/литр) количества взвешенного материала, но и начать его лабораторное изучение методами, сопоставимыми с методами седиментологии и смежных областей науки (Лисицын, 1955, 1956).

Исследованиями по разработанной методике удалось в рейсах судов РАН охватить практически весь Мировой океан (морские исследования продолжались около 40 лет), т.е. все природные зоны морей и океанов, все глубины (вплоть до 10–11 км), причем в разные сезоны года и в разные годы-десятилетия.

Впервые удалось выделить и изучить рассеянную форму осадочного вещества, которая не может быть изучена литологами, но которая является единственным источником разнообразных донных осадков.

Гранулометрический состав рассеянного осадочного вещества (РОВ) изучен как стандартными методами, так и инситу с помощью счетчика Коултера (Кравчишина, 2006). Более 70 % РОВ в пелагии составляет пелитовая фракция, в которую, кроме глинистых минералов, входит значительное количество мелкого минерального и биогенного детрита.

Пелитовые частицы (<0,001 мм), в отличие от более крупных фракций, не подчиняются закону Стокса, а находятся в броуновском движении и подвержены воздействию магнитных (на этом основана палеомагнитная шкала), электрических и других полей (Щукин и др., 2004). Как эти частицы попадают на дно, тем более при осаждении в поле течений?

Удалось открыть новый биологический механизм биофильтрации рассеянного вещества планктоном, бентосом и nekтоном. По данным биологов, это главный механизм улавливания пищи, рассеянной в толще вод. В ходе фильтрации улавливаются тонкие (<0,1 мм) частицы, которые связываются в комки-пеллеты, имеющие наружную оболочку (пеллициль). Определена скорость их осаждения — от 30 до 1500 м и более в сутки. В ходе погружения пеллеты часто снова отфильтровываются глубинным планктоном, а у дна — организмами бентоса. Это было изучено параллельно с седиментологами, также и биологами со вскрытием желудков, определением скоростей осаждения пеллетов и др. (Лисицын, 2004, 2013).

Скорость биофильтрации очень значительна, по данным планктонолога В.Г. Богорова: весь объем вод Мирового океана планктон отфильтровывает за 0,5 года.

К настоящему времени удалось изучить десятки тысяч проб, полученных во всех морях и океанах мембранной ультрафильтрацией. Для выделения взвеси переработано антибиотическими мощными сепараторами на ходу судна около 150 тыс. тонн морской воды.

Исключительно важный материал для понимания динамики процессов и их изменений во времени дали материалы из седиментационных обсерваторий — более 200 годичных и многолетних постановок на разных глубинах (Лисицын 1983, 2001, 2013). Почти во всех рейсах наряду с получением взвеси велось изучение бактерий в воде и в донных осадках (Леин и др., в этом сборнике).

Важной особенностью было то, что для каждой пробы были получены все необходимые океанологические и спутниковые данные. Таким образом, исследованиями за 60 лет по единой методике, единым коллективом ученых охвачен весь Мировой океан — в четырехмерном пространстве, во времени от суток-месяцев до лет и десятилетий — в одной точке-станции. Исследование впервые в 4-х мерной системе выполнено не только для водной толщи, но и для донных осадков, т.е. по единой методике.

В ходе этих работ было установлено, что в составе РОВ морской воды значительную (а иногда главную) роль играет РОВ всех геосфер Земли, поэтому были модифицированы и заново

разработаны методики выделения РОВ, существующего в геосферах в невидимых количествах. Эти методики сопоставляются с принятыми ранее для водной толщи.

Удалось, таким образом, наладить прямые и косвенные исследования рассеянного осадочного вещества семи внешних (атмосфера, криосфера, пресноводная часть гидросферы — реки и озера, биосфера, соленая часть гидросферы — моря и океаны, седиментосфера и антропосфера (осадочный материал, связанный с деятельностью человека, в том числе радиоактивное и другие виды загрязнений)) и одной внутренней (эндосфера) в местах выхода глубинного вещества на поверхность дна.

Таким образом, впервые удалось сопоставить главные виды осадочного вещества на планете (в семи внешних и одной внутренней геосферах), изучить их по единой методике и сопоставить это осадочное вещество отдельных геосфер Земли в их взаимодействии в пространстве и во времени в пределах планеты (Лисицын, 1961, 1964, 1974, 1978, 1983, 1994а, б, 2001, 2011, 2013).

Эти работы и исследования последних десятилетий, особенно в рейсах «Витязя», открытие тектоники литосферных плит, глубоководное бурение и бурение ледниковых куполов Антарктиды и Гренландии, многие другие исследования привели к новому пониманию современного и древнего осадочного процесса.

Впервые возникла реальная возможность изучения не только современных и древних осадков и осадочных пород, но и процессов их образования, а также исходного (рассеянного) осадочного вещества во всех средах (жидкой, твердой, газообразной) до его превращения в донный осадок, когда с наибольшей силой действуют свободнодисперсные системы с развитой поверхностью.

Седиментология, которая ранее понималась как современный осадочный процесс (т.е. часть литологии), все более расширяется. В понимании автора, это не только современные донные осадки, но и осадочный материал — микро и наночастицы в средах, причем не только в водах рек, но и в водах морей и океанов, в твердой и газообразной средах, т.е. геосфер — внешней и внутренней во взаимодействии.

Детальные исследования количественного распределения, вещественного состава и свойств современных донных осадков также показали, что в их образовании принимают участие все геосферы Земли (а не только речной материал, который разносится течениями). При этом в определенных природных зонах океана может преобладать вещество одной из оболочек Земли — аэрозольное (в аридных зонах), ледовое (в криогенных), биогенное и вулканогенное (в местах выходов на дне эндогенного вещества).

Как показали наши многолетние исследования совместно с биологами Института океанологии и института микробиологии РАН, Зоологического и Ботанического институтов РАН, важнейшее значение имеет биота в процессах во всех геосферах и не только в подготовке, но и в транспортировке на дно с дальнейшей переработкой бентосом и микроорганизмами. Биогенный процесс участвует в превращении растворенных форм элементов (биогенных, железа и большой группы биофильных элементов в ходе синтеза) в клеточное содержимое и панцири. Масштабы фотосинтеза по последним данным (Виноградов, 2004) оказались намного выше, чем это считалось ранее (до 2–5 раз), и составляют около 100 млрд т $C_{орг}$ в год.

Стало очевидным, что геохимические процессы в морях и океанах не есть простое механическое поступление осадочного вещества из рек и их перенос течениями, а достаточно сложный геосферный процесс с определяющим (или всегда очень важным) участием биоты (от бактерии и до организмов планктона, бентоса, nekтона). Огромное разнообразие химических процессов, связанных с глобальными процессами смешения тонкодисперсного вещества геосфер в ходе их взаимодействия.

Особая роль Мирового океана в том, что он является как бы природным коллектором и смесителем осадочного вещества всех внешних геосфер, которое в верхнем (деятельном — до 150 м) слое вод смешивается с аутигенным (биогенным) веществом океана и далее по мере опускания на глубины трансформируется и набирает информацию о среде океана (дополнительно к информации о среде своего происхождения). Это информация на твердом носителе. Рассеянный осадочный материал получается океаном из всех геосфер. Он смешивается

с биогенным чисто океанским. Это как бы новый сплав, новый источник информации, которая в значительной мере сохраняется длительное время в толще донных осадков.

Донные осадки океана — это глобальная седиментационно-геохимическая ловушка осадочного вещества всех геосфер Земли, т.е. глобальный самописец, записи которого с помощью изучения РОВ мы начинаем понимать. РОВ каждой из геосфер — это запись на отдельном языке, они собираются, в конечном счете, в донных осадках. Это история внешних геосфер, а также история внутренних (их части), она может быть понята при рассмотрении всех геосфер (что возможно только для современных осадков — и в этом насущная необходимость их изучения).

Таким образом, открылась уникальная возможность изучения рассеянного осадочного вещества восьми геосфер Земли от возникновения этого вещества до его транспортировки и смешения с веществом других геосфер (в основном в толще вод) и осаждением этой смеси (обогащенной биогенным веществом и, таким образом, превращенной в пищу для организмов глубин), осаждения на дно, в область новой переработки бентосом и бактериями.

В кратком изложении эти глобальные процессы кажутся неубедительными. Поэтому в докладе будет показаны (для примера) материалы по природной седиментации с преобладанием аэрозольных частиц (атмосферы) и по ледовой седиментации полярных широт, поскольку они вообще отрицаются теорией литогенеза, с ними связаны аридный и ледовый типы седиментогенеза. За последние 20 лет получены с помощью подводных аппаратов «Мир» и другие принципиально новые данные о поступлении эндогенного вещества и даже о возможности восстановления истории гидротермальной активности и рудообразования (на основе изучения «черных курильщиков», М и Р-осадков, а также газов).

Эти исследования рассеянного осадочного вещества геосфер открыли восемь новых миров для седиментологов, они позволили начать прямое изучение седиментационных процессов (не на основе теорий и предположений, а на основе прямого изучения количеств состава и свойств веществ геосферных).

Для более детального изучения процесса в геосферах во времени Лабораторией ИО РАН были организованы два постоянных многолетних макрополигона: Белое море (ледовая и субарктическая зоны) и Каспийское море (аридная зона, горная часть водосбора). Здесь были организованы непрерывные круглосуточные исследования с автоматическими глубинными обсерваториями (АГОС): на Белом море — 12 лет (Система Белого моря, 2010–2013), а на Каспийском — 4 года. Работы проводятся впервые в сочетании обсерваторных и рейсовых наблюдений, в них участвуют сотрудники многих институтов.

Многолетние исследования осадочных процессов в геосферах и в водной толще (зона смешения вещества геосфер) дополняются, как отмечалось, исследованиями донных осадков (мультикореры для верхнего слоя и длинные колонки для нижнего). Переход к более древним осадкам и процессам диагенеза-катагенеза предполагалось осуществить при изучении кернов бурения. Однако в период перестройки эти сравнительные исследования пришлось прекратить. А это важнейшая задача для всей литологии, и в ее решении наша страна имеет много приоритетов. Восстановить участие России в Проекте глубоководного бурения необходимо, поскольку эти исследования важны не только для построения глобальной теории седиментогенеза, основанной на реальных фактах, но и как база для нового понимания осадочного процесса в прошлом (сравнительно — литологический метод А.Д. Архангельского, 1912, 1927).

Одним из итогов выполненных работ расширенных глубоководным бурением явилось подтверждение на новом глобальном материале четырех основных законов зональности осадкообразования в океанах: 1) природной (климатической), 2) вертикальной, 3) циркумконтинентальной, 4) тектоно-магматической, а также создание концепции литологии литосферных плит (Безруков, 1964; Лисицын, 1974, 1977, 1978, 1981, 2013).

Литература

- Архангельский А.Д.* Верхнемеловые отложения востока Европейской России. М., 1912.
Архангельский А.Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 5. № 3–4.

- Безруков П.Л. Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах // Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964. С. 445–249.
- Виноградов М.Е. Биологическая продуктивность океанических экосистем // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 237–264.
- Кравчишина М.Д. Вещественный состав водной взвеси Белого моря. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. М., 2006. 32 с.
- Лисицын А.П. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т. 13. С. 16–20.
- Лисицын А.П. Методика изучения взвеси с геологическими целями // Тр. ИО АН СССР. 1956. Т. 19. С. 95–105.
- Лисицын А.П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 175–232.
- Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана // Океанологические исследования. МГТ. М.: Наука, 1964. № 10.
- Лисицын А.П. Новые данные о составе и распределении взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии // ДАН СССР. 1966. Т. 126. № 4. С. 863–866.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 6. С. 3–24.
- Лисицын А.П. Процессы океанского осадкообразования. М.: Наука, 1978. 271 с.
- Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981. С. 5–45.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии в океане и их биогеохимическое значение // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 201–274.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994а. Т. 34. № 4. С. 522–559.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994б. С. 448.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних геосферах Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Наука, 2001. С. 163–248.
- Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого» океана // Геология и геофизика. 2004. № 1.
- Лисицын А.П. Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1398–1466.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океаны как природный самописец взаимодействия геосфер Земли. Мировой океан. Т. 2. М.: Наука, 2013.
- Система Белого моря. В 4 т. М.: Научный мир. Т. 1. — 2010. Т. 2. — 2012. Т. 3. — 2013. Т. 4 — в печати.
- Щукин Е.Д. Перцов А.В., Амелина Е.А. Коллоидная химия. М.: Высш. Школа, 2004. С. 445.

О СВЯЗИ СУЛЬФИДНЫХ, СУЛЬФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

О.А. Лихоман

Саратовский госуниверситет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, lihotanO@yandex.ru

Находки сульфидных и сульфатных минералов в районах нефтяных и газовых месторождений, располагающихся в осадочных породах, а также находки твёрдых и жидких битумов, газовых выделений и сероводородных источников, локализованных в осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных породах, известны с прошлого столетия. По мере накопления фактического материала возникали различные гипотезы, дающие теоретическое обоснование этим явлениям.

Одной из наиболее ранних и разработанных теорий, касающихся проблемы парагенезиса нефтяных месторождений и сульфидных и сульфатных минеральных проявлений, является

теория А.С. Уклонского о парагенезисе серных и нефтяных месторождений (Уклонский, 1940). А.С. Уклонским предложен метод поисков нефтяных и серных месторождений, заключающийся в изучении парагенного ряда минералов серы и нефти. Новые районы Башкирии, Нижнего и Среднего Поволжья, обоснованные им как перспективные на поиски нефтяных и серных месторождений, были блестяще подтверждены разведочными работами. В парагенезисе с нефтяными месторождениями за счёт смешения нефтяных и артезианских вод и воздействия нефтяных вод на окружающие породы могут образоваться не только серные, но и рудные месторождения меди, свинца, цинка (Петров, 1964; Попов, 1964). В девонских и каменноугольных образованиях нефтеносных районов Урало-Поволжья (месторождения Ромашкино, Бавлы, Туймазы, Зольный овраг) и Иркутского амфитеатра обнаружены эпигенетические минералы: фосфаты, анатаз, кальцит, сидерит, каолинит, полевой шпат, кварц, пирит, сфалерит, анкерит, доломит, кальцит, барит, ангидрит, гипс, пирит (Чепиков и др., 1967). В результате исследований авторы пришли к выводу, что вышеуказанные аутигенные минералы образовались в стадию диагенеза и эпигенеза осадка, а нефть пришла в породы-коллекторы после выделения в них комплекса эпигенетических минералов и, следовательно, имеет более молодой возраст. Приход нефти прекратил минералообразующие процессы. Имеющиеся включения битумов во вторичном кварце в пределах Иркутского амфитеатра свидетельствуют о том, что эти месторождения содержат нефть двух генераций.

В девонских и каменноугольных отложениях на территории нефтегазоносных структур Волго-Уральской области (Татарии, Удмуртии, Башкирии) обнаруженные минералы (ангидрит, гипс, кальцит, целестин, флюорит, сидерит, марказит, пирротин, кварц, галенит, халькопирит) гидротермального генезиса тесно связаны с кристаллическим фундаментом и приурочены к участкам тектонических нарушений (Миропольский, 1951; Гаррис, 1959; Тимергазин, 1958).

Повышенные содержания ртути обнаружены в месторождениях и нефтепроявлениях Южной Осетии, Краснодарского края, Предкарпатья, Днепровско-Донецкой впадины, Ферганы, Приуралья (Сауков и др., 1972; Озерова, 2002а, б, 2007; Озерова и др., 2004; 2005; 2006; 2007).

Шлиховой партией НИИ Геологии СГУ выявлены шлиховые ореолы киновари и других сульфидов вокруг 32 нефтегазоносных структур в Оренбургском Приуралье (Тищенко, 1971). В геологическом строении исследуемых площадей принимают участие девонские, каменноугольные, пермские, триасовые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Среднеюрские и поздне меловые породы распространены незначительно.

Наблюдается киноварь обычно в виде совершенно неокатанных остроугольных зёрен со свежими изломами. Встречаются обломки кристаллов или полностью сохранившиеся кристаллы ромбоэдрического облика. Киноварь из-за её малой твёрдости является нетранспортабельным минералом. В связи с этим свежесть зёрен кристаллов киновари при сравнительно хорошей окатанности основных минералов шлиха следует рассматривать как факт, указывающий на то, что она не испытала длительной транспортировки и является аутигенным минералом. Размер зёрен киновари до 0,6 мм. Содержание киновари в шлихах изменяется в широких пределах от 1–3 знаков до 20 и более знаков. На исследуемых площадях шлихи с киноварью наблюдаются как в виде отдельных разобшённых проб, так и в виде ореолов рассеяния. Территориально ореолы киновари располагаются в непосредственной близости к ослабленным зонам, разрывным нарушениям. В пределах ослабленных зон наблюдается интенсивная трещиноватость и серия мелких разнонаправленных разрывных нарушений. Вдали от зон разрывных нарушений проявлений киновари не обнаружено. В бассейне р. Салмыш (западный борт Предуральского прогиба) киноварь обнаружена в аллювии, делювии с содержанием до 250 знаков. В коренных породах в пределах нефтегазоносных структур установлена киноварь, золото, сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, борнит, пирит, барит, сидерит, марказит, малахит, самородные свинец, цинк, медь. Минералы, сопровождающие киноварь в шлихах, присутствуют в формах, указывающих на отсутствие длительной транспортировки (свежие кристаллы галенита, барита, пирита, таблитчатые и копьевидные разности марказита, древовидные и комковатые скопления самородного свинца). Указанные минералы являются парагенетическими спутниками киновари, так как наиболее благоприятными условиями для их накопления являются низкотемпературные гидротермы.

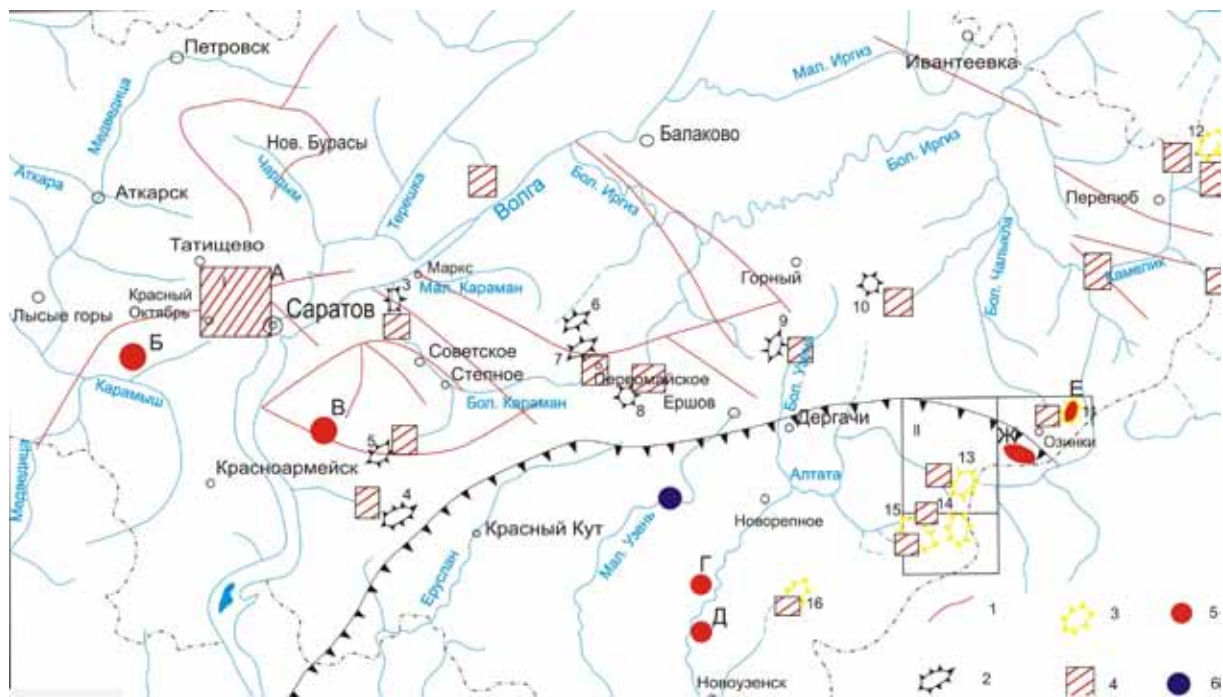


Схема ртутности Саратовского Поволжья

I – Песчано-Умётский участок, II – Озинский участок

1 – разрывные нарушения по геофизическим данным (Шебалдин, 2008); 2 – антиклинальные структуры; 3 – соляные купола; 4 – ртутносные участки; 5 – нефтегазосные ртутносные структуры: А – Песчано-Умётская, Б – Урицкая; В – Квасниковская, Г – Таловская, Д – Куриловская; 6 – проявление самородного свинца

Большая часть исследователей, принимавшая участие во Всесоюзном совместном совещании нефтяников и рудников (1971), пришла к выводу, что процессы миграции рудных и углеводородных флюидов являются типично гидротермальными и часто совместными. В пределах осадочных пород условия их локализации близки, а места локализации территориально сближены.

В Саратовском Поволжье Шлиховой партией в пределах нефтегазосных структур: Таловской, Куриловской, Песчано-Умётской, Грузиновской, Елшано-Курдюмовской — выявлены проявления минералов: киновари, реальгара, галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, барита, пирита, марказита, куприта, малахита, самородных свинца, цинка, меди (Тищенко, 1971). В протолочных пробах из шлама глубоких скважин в пределах структур установлен тот же парагенный ряд минералов. При этом в сростках с пиритом наблюдается халькопирит, галенит, барит, кварц, магнетит. Подобные сростки для осадочного рудогенеза являются «запрещёнными», но они, как и весь вышеуказанный комплекс минералов, характерны для гидротермальных низкотемпературных месторождений. Ореолы киновари и сопутствующих ей минералов обнаруживают строгую приуроченность. Все они в структурном отношении приурочены к осевым частям антиклиналей, к локальным поднятиям и к площадям солянокупольных структур (рисунок). На площади Песчано-Умётской структуры киноварь наблюдается в высоких поисковых концентрациях (до 190 знаков).

Уместно заметить, что по мнению геологов, работающих в Ферганской ртутно-сурьмяной провинции (Ярушевский и др. 1961), присутствие киновари в количестве 20 знаков на шликх присуще районам со слепыми рудными телами. Количество же киновари, превышающее 20 знаков, расценивается как факт, указывающий на близость рудного тела, выходящего на дневную поверхность. Распределяются шликхи с киноварью по площади участка неравномерно — как в виде отдельно разобщённых проб, так и ореолов рассеяния. Наблюдаются они главным образом в центральной части участка, вытягиваясь в северо-восточном направлении и совпадая с простираем Елшано-Сергиевской флексуры, наследующей древний глубинный разлом кристаллического фундамента.

Ртуть в пределах участка обнаружена в 500 литохимических пробах (третья часть всех отобранных литохимических проб) в количестве от «следов» до 15×10^{-5} %. Пробы с ртутью образуют ряд ореолов, ориентированных в северо-восточном направлении, что почти совпадает с общим простиранием отложений. Ореолы рассеяния ртути располагаются в пределах развития пород мелового и юрского возрастов. В структурном отношении они приурочены к крыльям небольших антиклинальных структур, тяготея к их осевым частям, т.е. к зонам наиболее интенсивной трещиноватости и проницаемости пород. Необходимо добавить, что столь интенсивные ореолы рассеяния ртути отмечаются на Южном Урале в непосредственной близости от коренных проявлений киновари.

Ртуть по своей подвижности близка к нефти и газу. В нефтяных водах и нефтегазовых залежах могут скапливаться значительные концентрации ртути. Например, в подобных объектах Центральной Европы, располагающихся над крупными разломами, установлены высокие концентрации ртути (Fein, William-Jones, 1997; Борисенко, 1999). Содержание Hg в них достигает предела насыщения (>3 мг/м³). Возникновение высокометаллоносных в отношении ртути экзогенных вод и газов, сопоставимых по концентрации с рудообразующими растворами ртутных месторождений, связано с её накоплением в экзогенных водах и газах за счёт глубинных газовых потоков этого элемента (Борисенко, 1999).

Приведённые примеры показывают, что исследователи в разных регионах, в разное время приходят к решению данной проблемы. Имеющиеся данные — не случайное явление, а закономерность, проявляющаяся в процессе познания и накопления фактического материала.

Несколько слов о шлиховом опробовании. Отсутствие специализированных партий с опытными исполнителями создает впечатление малой эффективности шлихового метода поисков. Действительно, лотковый метод на фоне развития современных, технически оснащённых методов поисков выглядит архаично. Однако он не потерял своей эффективности со временем. Обнаружение в шлихах из современного аллювия в пределах нефтегазоносных структур минералов, парагенных с нефтью и газом, позволяет рекомендовать шлиховое опробование как один из методов поисков нефтегазоперспективных структур (Тищенко, 1974, 1986; Ваньшин, Лихоман, 2009; Лихоман и др., 2010).

Литература

Борисенко А.С. Рудообразующие системы низкотемпературных гидротермальных месторождений (типы систем, генетические модели, факторы рудопродуктивности): Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск. ОИГГМ СО ПАН, 1999. 97 с.

Ваньшин Ю.В., Лихоман О.А. Проблема взаимосвязи сульфидных минералов с залежами углеводородов // Разведка и охрана недр. 2009. № 12. С. 33–37.

Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа и их значение для теории образования гидротермальных месторождений // Известия Академии наук Казахской ССР. Серия геологическая. 1971. № 4.

Лихоман О.А., Ваньшин Ю.В. К вопросу о рудоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы на примере Саратовской области // «ДАН». 2010. Т. 431, № 3. С. 1–2.

Миропольский Л.М., Ковязин Н.М. О пиритах в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях на юго-западе Татарии и смежных районах Ульяновской области // Уч. записки Казан. ун-та. 1951. Т. III. Н. 6. Геология.

Озерова Н.А. Ртутоносность газовых и нефтегазовых месторождений // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр. Книга 2. М.: ГЕОС, 2002а. С. 167–171.

Озерова Н.А. Ещё раз о ртутной дегазации Земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002б. С. 52–54.

Озерова Н.А., Машьянов Н.Р., Рыжов В.В., Пиковский Ю.И., Добрянский Л.А., Багдасарова М.В., Груздева М.А. Ртутьсодержащие газовые месторождения: опыт прогноза ртутоносности // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии, геохимии нефти и газа (памяти Б.А. Соколова и В.В. Семеновича). М.: ГЕОС, 2004. С. 372–375.

Озерова Н.А., Машьянов Н.Р., Пиковский Ю.И., Рыжов В.В. О ртутно-углеродном типе ртутных месторождений // Материалы годичной Сессии Московского отделения Российского Минералогического Общества. М.: ВИМС, 2005. С. 90–93.

Озерова Н.А., Пиковский Ю.И., Машьянов Н.Р., Рыжов В.В., Карнов Г.А.. О парагенезисе ртути и углерода // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезисы в системе полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2006. С. 195–198.

Озерова Н.А. О парагенетических ассоциациях ртутных минералов и углеродистых соединений в ртутных месторождениях // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы годичной Сессии Московского отделения Российского Минералогического Общества. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 248–253.

Петров Н.П. О парагенезисе осадочных, нефтяных и серных месторождений // Труды проблем. лабор. осадочных формаций и осадочных руд. Ташкентский Госуниверситет, 1954. Вып. III.

Попов В.И., Гусева А.К. Зональность рудопроявлений Средней Азии, парагенных с нефтью и газом // Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Л.: Недра, 1964. С. 94–106.

Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.

Тищенко В.А. Результаты шлиховых поисков масштаба 1:25 000 на ртуть в западной части Южного Приуралья // Отчёт шлиховой партии за 1969–1970. Оренбург. Фонды ОГУ. 1971.

Тищенко В.А., Отькало В.В. Шлиховая карта Южного Урала и Западного Приуралья масштаба 1:200 000 (Оренбургская область) // Отчёт Уральской шлиховой партии за 1970–1974 гг. Оренбург. Фонды ОГУ. 1974.

Тищенко В.А. Составление детальных шлиховых карт площадей развития мезозойско-кайнозойских отложений в пределах Центрально-Уральского поднятия (за 1982–1986 гг.) // Отчёт Шлиховой партии Оренбург. 1986.

Ярушевский Г.А., Гончаров А.И., Никифоров Н.А. и др. К методике детальных съёмки ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы, как основы для поисков скрытых рудных структур // Уч. зап. Ср. Азиат. НИИ Геологии и минер. сырья. 1961. Вып. 6. С. 49–58.

Fein J.B., William-Jones A.E. The role of mercury-organic interactions in the hydrothermal transport of mercury // Econ. Geol. 1997. V. 92. P. 20–28.

Likhoman O.A., Van'shin Yu.P. Ore-Bearing Potential of the Southeastern Part of the East European Platform Exemplified by the Saratov Region // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 431. Part 1. P. 312–313.

К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНО-ТРАППОВОГО ЧЕХЛА КОТЛОВИНЫ ТУСКАРОРА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА)

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, lomtev@imgg.ru

Абиссальная котловина Тускарора — одна из трех в составе крупной северо-западной котловины Пацифики. Она выделяется между краевым валом Хоккайдо (Зенкевича) на западе, поднятием Шатского на востоке, зоной разлома Хоккайдо (Буссоля) на севере и горами Маркус-Уэйк-Неккер (Мид-Пасифик) на юге. Котловина Тускарора активно изучается геолого-геофизическими методами, включая бурение и сейсмику с 70-ых годов прошлого века (Тектоника..., 1983; Рудич, 1984; Строение..., 1984). При региональном сейсмостратиграфическом анализе данных профиля МОГТ 1 (метод общей глубинной точки), высокочастотного (120–150 Гц) НСП МОВ ИМГиГ (непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн) и глубоководного бурения на СЗ плите Пацифики, проведенного автором (Патрикеев и др., 1997; Патрикеев, Ломтев, 1997; Ломтев и др., 1997, 2004а, б), были замечены признаки площадной (региональной) газоносности слоев 1 и 2 мезокайнозойского осадочно-траппового чехла котловины (Ломтев и др., 2000, 2008; Ломтев, 2008, 2010). В частности, обнаружены две мелкие, шириной до 1–1,5 км, аномалии типа «залежь» (АТЗ) и одна крупная Гагаринская, а также многочисленные газопроявления в виде окон, столбов, «нитей» на профилях НСП как в самой котловине Тускарора, так и абиссальных проходах в котловину Картографов к северу и югу от поднятия Шатского и на его пологом западном склоне. Эти и некоторые другие сейсмические аномалии (АТЗ типа минигайота, «яркие» пятна, газоводяные и газонефтяные контакты, смена полярности сигнала) хорошо известны в нефтегазовой сейсморазведке на отраженных волнах

(Медовский, Мустафаев, 1958; Прогнозирование..., 1988; Ломтев и др., 2004а, 2008). Поэтому назрела необходимость провести нефтегазогеологическую интерпретацию профиля МОГТ 1 и данных высокочастотного НСП МОВ по этому региону, оценить возможные источники углеводородов (УВ). В сложившихся представлениях по геологии ложа СЗ Пацифики на указанной территории нет благоприятных условий для термогенерации УВ (Строение..., 1984; Хосино, 1986). В основном это определяется малой (первые км) мощностью мезокайнозойского чехла, которая по Н.Б. Вассоевичу должна превышать 5–7 км, внутриплитными деформациями и магматизмом, а также низким (1 е.т.п.) теплотокотом (Строение..., 1984). Кроме того, нефтегазогеологическую интерпретацию данных МОВ важно ввести в методический инструментарий геологов-интерпретаторов, например, при выборе точек бурения, если вспомнить аварийные выбросы УВ в Японском море («Гл. Челленджер») или недавно в Мексиканском заливе.

Аномалии типа «залежь». Отправной точкой для выделения АТЗ на профилях МОГТ 1 и НСП в ряде регионов на западе Тихого океана стали данные МОГТ ОАО «Дальморнефтегеофизика» по Чайвинской антиклинальной структуре (многопластовое газовое месторождение с одним нефтяным пластом) на шельфе СВ Сахалина (Прогнозирование..., 1988; Ломтев и др., 2004а). Здесь были выделены и заверены бурением два типа АТЗ. Первый из них представляет собой симметричный провал (мульда) шириной 2 км отражающих границ в своде, где максимальные количество и мощность продуктивных пластов. Второй тип АТЗ (минигайт) обнаружен на периклинали структуры в зоне утонения и выклинивания продуктивных пластов. На временных разрезах МОГТ аномалия типа «залежь» охватывает не только продуктивный интервал, но и низы покрывки (200–300 м). Другая особенность АТЗ состоит в том, что инверсия скорости (в среднем 14–16 %) распространения продольных волн в основном обусловлена газовыми пластами, поскольку в нефтяных она заметно ниже (5–6 %). Замечу, что первая поисковая скважина на шельфе СВ Сахалина была заложена именно в своде Чайвинской структуры. Она подтвердила наличие залежи УВ и дала старт крупномасштабной нефтегазовой разведке и последующему промышленному освоению углеводородных ресурсов этого шельфа (проекты Сахалин-1, 2 и др.). В исследуемом регионе две мелкие АТЗ первого типа обнаружены на временном разрезе МОГТ 1 в слое 2 между пикетами 809–902 км. Они располагаются во фронте одной из пластин СЗ коровой аллохтонной плиты Пацифики, выделяемой в объеме слоев 1–4 (Патрикеев, Ломтев, 1997; Ломтев, 2010). В неоген-четвертичное время по пологой кровле слоя 5 (автохтон) плита сползает в обе стороны от продольных рифтограбен (раздвиги) на краевом вале и поднятиях зоны разлома Хоккайдо в СЗ и ЮВ направлениях (гравитационный дивергентный срыв). Восточный аллохтон включает в себя блоковую мегамоноклинали Шатского во фронте, котловину Тускарора и восточную часть краевого вала в тылу. Срыв надежно фиксируют чешуйчатые надвиги СЗ (20–25°) падения на профиле МОГТ 1, выполаживающиеся с приближением к деколlementу, и связанные с ними надвиговые моноклинали. Региональным коллектором УВ здесь являются шельфовые известняки позднего Тетиса (толща **А**) и финальные траппы поздней юры – раннего мела (**Т**), а покрывкой — пестрые кремни и глины прибрежной позднемеловой толщи **В** (опаковый горизонт). Карст в известняках и выветривание траппов происходили в эпоху продолжительной (80 млн лет) пенеппенизации региона (поздний мел – палеоген), когда здесь существовала обширная палеосуша Пацифиды с коррелятными пестрыми лессами (горизонт **С**). Кора здесь, судя по данным о сносе гальки ортокварцитов в японскую часть Тетиса (Choi, 1987), континентальная. Это подтверждает также крест профилей ГСЗ близ западного края котловины Тускарора (Nagumo et al., 1990), если интенсивное закритическое отражение на глубине 32–33 км ниже уровня океана принять за границу М (ниже скорость распространения продольных волн стабильно выше 8 км/с). Ранг этой границы подчеркивает и тот факт, что волны вдоль нее регистрируются на расстоянии 200–500 км от источника, тогда как для границы на глубине 13 км (подошва слоя 4) оно не выше 30–60, редко 100 км (Патрикеев, Ломтев, 1997).

Гагаринская АТЗ-гигант обнаружена у основания южного субширотного фаса поднятия Шатского на профиле НСП 114 (Ломтев и др., 2004а, 2008). Она представляет собой ложный симметричный провал отражающих границ контрастного опакового горизонта близ пикета

18,30 час. с координатами 30° 09,34' с.ш. и 158° 56,60' в.д. Ширина аномалии достигает 13,8 км, и, по расчетам В.Н. Агеева, в ее контуре на 29 % снижается скорость продольных волн. Последнее является надежным признаком крупной залежи газа в малоамплитудной (20 м) структурной ловушке, сложенной прозрачными шельфовыми карбонатами с надбазальтовой мощностью 400 м. Коллектором газа также могут быть трещиноватые финальные траппы мощностью около 100 м. Литология карбонатного коллектора определяется на том же профиле в 120 км южнее, где он пересекает коническую гору высотой 1 км. Подъем на ее крутые (10°) склоны видимого разреза фиксирует диапировую природу и позднекайнозойский возраст этой горы. С учетом низкого теплопотока на ложе СЗ Пацифики (Строение..., 1984) ее можно связывать с протрузией гранитов из слоя 4 (Ломтев, 2010). Отсутствие цоколя, формируемого сбросами и оползнями, указывает на значительное сцепление в породах (известняки, возможно, закарстованные). Покрышкой Гагаринской залежи являются кремни и глины опокового горизонта мощностью 300 м и 50-метровый слой кайнозойских алевропелитов. Если поперечник залежи соотносится с шириной ее АТЗ аналогично северо-сахалинским месторождениям УВ как 3:1 (по данным В.Э. Кононова), то он составит примерно 42 км. Протяженность Гагаринской залежи с учетом разломной природы южного спрямленного фаса поднятия Шатского может достигнуть 400 км («жильная» залежь). Замечу, что мощность земной коры здесь достигает 30 км (Gettrust et al., 1980).

Газопроявления. В нефтегазовой сейсморазведке МОВ известны с 50-ых годов прошлого века: «слепые зоны», трубы дегазации, зоны ОО или отсутствия отражений, зоны газонасыщения, плюмы, газовые окна, столбы, конусы, факелы, струи, «нити» (Медовский, Мустафаев, 1959; Ломтев и др., 2004а, 2008; Ломтев, 2008 и др.). На временных разрезах МОГТ и НСП газопроявления опознаются по перерыву или заметному ослаблению интенсивности отражающих границ в осадочном чехле или магматических комплексах. По данным газового каротажа, в кайнозойском Северо-Сахалинском нефтегазоносном бассейне (по данным В.Э. Кононова) и других нефтегазоносных бассейнах мира газопроявления фиксируются по избыточному (5–30 %) газонасыщению геологического разреза (Ломтев и др., 2004а). В прикурильской части ложа СЗ Пацифики газопроявления обнаружены в мезокайнозойском осадочно-трапповом чехле котловины Тускарора, ее абиссальных проходах в котловину Картографов и отчасти на смежных поднятиях. Так, в южном проходе широкие газовые окна надежно фиксируются на профиле НСП 114 на уровне обычно контрастных кровельных траппов поздней юры – раннего мела, здесь почти незаметных (Ломтев и др., 2008). Газовые окна в неоген-раннечетвертичных отложениях севера Камчатского контурного мегафана встречаются реже. Здесь распространены в основном газовые столбы и «нити», связанные, вероятно, с миграцией газа по зонам трещиноватости. Наиболее отчетливо они видны в контрастных неоген-раннечетвертичных отложениях абиссальных долин и их намывных дамб, формирующих Камчатский мегафан и смятых в пологие асимметричные конседиментационные складки срыва, фаных (конусы выноса) каньонов Японо-Курило-Камчатской окраины (краевой вал) и прибрежных осадках позднего палеогена в северном проходе (Ломтев и др., 1997, 2004б; Патрикеев, 2009). В среднем плейстоцене после заложения Японского и Курило-Камчатского желобов и перехвата русловых турбидитов проградация фанов каньонов и контурного мегафана прекратилась (Ломтев и др., 1997, 2004б). В сравнении с турбидитами и контуритами толщи **D**, драпирующих с угловым и азимутальным несогласиями, подстилающий маломощный (2–100 м) горизонт **C** покровных лессов Пацифиды, газовые «нити», окна и столбы в опаковом слое (толща **B**) заметны слабее и почти вовсе незаметны в прозрачных и полупрозрачных шельфовых карбонатах толщи **A** (платформенный осадочный бассейн позднего эпиконтинентального Тетиса). С учетом географии газопроявлений заключаем, что источником УВ (нефтегазоматеринский комплекс), вероятно, является подтрапповый, первично-осадочный разрез раннего, предположительно эпиконтинентального, Тетиса (рифей-палеозой?) в слое 4 мощностью более 3 км. Он прогрет теплом трения дивергентного гравитационного срыва слоев 1–4, который развивается последние 20 млн лет практически синхронно с затоплением Пацифиды водами молодой Пацифики (Ломтев и др., 2004б). Термогенерацию УВ сопровождает гранитизация первично-осадочных толщ раннего Тетиса с формированием в слое трения (4)

ядер протыкания (бескорневые протрузии гранитов) и повышенная сейсмичность, вызванная срывом и локально тектоникой фокальной зоны Тараканова (глубинный надвиг), падающей под краевой вал (Ломтев, 2010). Местами она превышает таковую на выходе фокальной зоны Беньофа (тихоокеанский склон островной дуги). Альтернативным источником метана называют серпентинизацию перидотитов слоя 4 в присутствии морской воды (Патрикеев, 2009 и др.). Однако на трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозойе М. Хосино (1986) нет спадов, связанных с изъятием больших объемов воды, кроме ледниковых эпох квартера. Серпентинизация перидотитов также не объясняет инверсию скорости (0,5 км/с) в слое трения, обусловленную его тектонической дислоцированностью и расчешуиванием аллохтона при срыве (Патрикеев, Ломтев, 1997; Ломтев, 2010). Кроме того, нет сколько-нибудь отчетливых признаков газоносности платформенного разреза в кровельной части автохтона (слой 5) мощностью несколько километров на временном разрезе МОГТ 1 (Патрикеев, 2009; Ломтев и др., 2004а).

Итак, в абиссальной котловине Тускарора (СЗ Пацифика) на профилях МОВ обнаружены признаки площадной газоносности (три аномалии типа «залежь» и многочисленные газопроявления) мезокайнозойского осадочно-траппового чехла (новая нефтегазоносная провинция). Источником УВ, вероятно, являются подтрапповые осадочные толщи раннего Тетиса в слое 4. Их термогенерация вызвана теплом трения гравитационного срыва слоев 1–4 (аллохтонная СЗ плита) по кровле слоя 5 (автохтон). Важно также, чтобы нефтегазогеологическая интерпретация данных МОВ предвещала выбор точек бурения не только в Мировом океане.

Литература

- Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
- Ломтев В.Л. Признаки газоносности чехла котловины Тускарора (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 285–288.
- Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Гуринов М.Г. АТЗ-гигант и газовые окна на профиле НСП № 114 (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 291–293.
- Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопроисследовательских исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004а. С. 107–119.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004б. С. 131–144.
- Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Новые данные о строении южной части хребта Лорд-Хау (Тасманово море) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 17–31.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
- Медовский И.Г., Мустафаев К.А. О природе «слепых» зон при сейсморазведке в прибрежных районах Каспийского моря // Геофизическая разведка на нефть и газ. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 31–37.
- Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС. 2009. 207 с.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42–64.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5–20.
- Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Недра. 1988. 168 с.
- Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра. 1984. 251 с.
- Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука. 1984. 232 с.

- Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 1983. 118 с.
- Хосино М. Морская геология. М.: Недра. 1986. 432 с.
- Choi D.R. Continental crust under the NW Pacific Basin // Journal of Petroleum Geology. 1987. V. 10. № 4. P. 425–440.
- Gettrust J.F., Furukawa K., Kroenke L.W. Crustal structure of the Shatsky rise from refraction measurements // Journal of Geophysical Researches. 1980. V. B85. P. 5411–5415.
- Nagumo S., Kubo A., Ouchi T. et al. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic structure revealed by explosion experiments // Bulletin of Earthquake Institute of University Tokyo. 1990. V. 65. Pt. 1. P. 105–133.

АЭРОЗОЛИ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В.Н. Лукашин, А.Н. Новигатский, А.А. Ключиткин, О.М. Дара, Н.В. Политова

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

Особенностью Каспийского моря является то, что значительная часть его (Средний и Южный Каспий) расположена в аридных и полупустынных регионах, где практически отсутствует речной сток и расположены огромные степи, полупустыни и пустыни, являющиеся основным источником осадочного вещества. Для этих регионов главным агентом транспортировки осадочного материала является атмосфера. Минеральные и органические частицы почв ветрами выносятся в атмосферу и в виде аэрозолей переносятся воздушными массами над акваторией Каспийского моря, частично осаждаются на морскую поверхность. Аэрозоли состоят из литогенного, биогенного, антропогенного материала (загрязнения), а также солевых частиц, вынесенных с морской поверхности или образовавшихся в атмосфере. В седиментационной системе солевая компонента не играет какой-либо роли, так как частицы солей растворяются при попадании в морскую воду или в воды водосборного бассейна моря. На морское дно осаждаются литогенные и частично биогенные частицы. Последние представлены материалом карбонатных отложений на суше и органическим веществом (растительными волокнами, пылью, спорами и сажевым углеродом). К настоящему времени данных по химическому составу аэрозолей над Каспийским морем очень мало (Аникиев, Колесов, 2008), а по минеральному составу данные отсутствуют. Поэтому целью настоящей работы является исследование аэрозолей и их состава как одного из главных агентов поставки осадочного материала в море.

Сбор аэрозолей в приводном слое Каспийского моря проводился в 5 рейсах НИС «Рифт» (рисунок): в апреле и сентябре 2009 г. в 30 и 32 рейсах (Лукашин и др., 2010; Амбросимов и др., 2011), в июне 2010 г. в 35 рейсе (Амбросимов и др., 2012), в мае – июне 2012 г. (39 рейс) и в октябре 2012 г. (41 рейс). Для сбора аэрозолей использовался сетевой метод. Он заключается в улавливании аэрозольных частиц капроновыми сетями с ячейками размером около 0,3 мм (Chester, Johnson, 1971; Живаго, Богданов, 1974). Суть метода состоит в том, что при прохождении воздуха через такие сети их нити электризуются и притягивают тонкие частицы аэрозолей. Сети вывешиваются в специальных рамах перед передней мачтой на высоте на высоте 8–13 м от поверхности моря. Пробы собираются только при ветре встречных румбов не более $\pm 70^\circ$ от курса для предотвращения загрязнения от судна. Отбор проб проводится на ходу судна. После экспозиции сети снимаются и отмываются двойным полосканием в дистиллированной воде. Промывные воды фильтруются под вакуумом 0,6 атм. через предварительно взвешенные ядерные фильтры с размером пор 0,45 мкм и диаметром 100 мм. Отфильтрованная проба высушивалась при температуре 50–60 °С, после чего полученный материал анализировался.

Минеральный состав определялся рентген-дифрактометрическим методом. Фотометрическим методом определялись Si, Al, P, точность анализа — 2 %. Определение $C_{\text{орг}}$ проводилось кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН 6529 с предварительной обработкой пробы слабой соляной кислотой; точность анализа — 5 %. Атомно-абсорбционным методом определялись Fe, Mn, Cu, Zn, Ni, Cr, Pb, Cd, As, Sb, точность анализа составляла ~5 % для первых четырех элементов и ~10 % для остальных. Правильность всех анализов

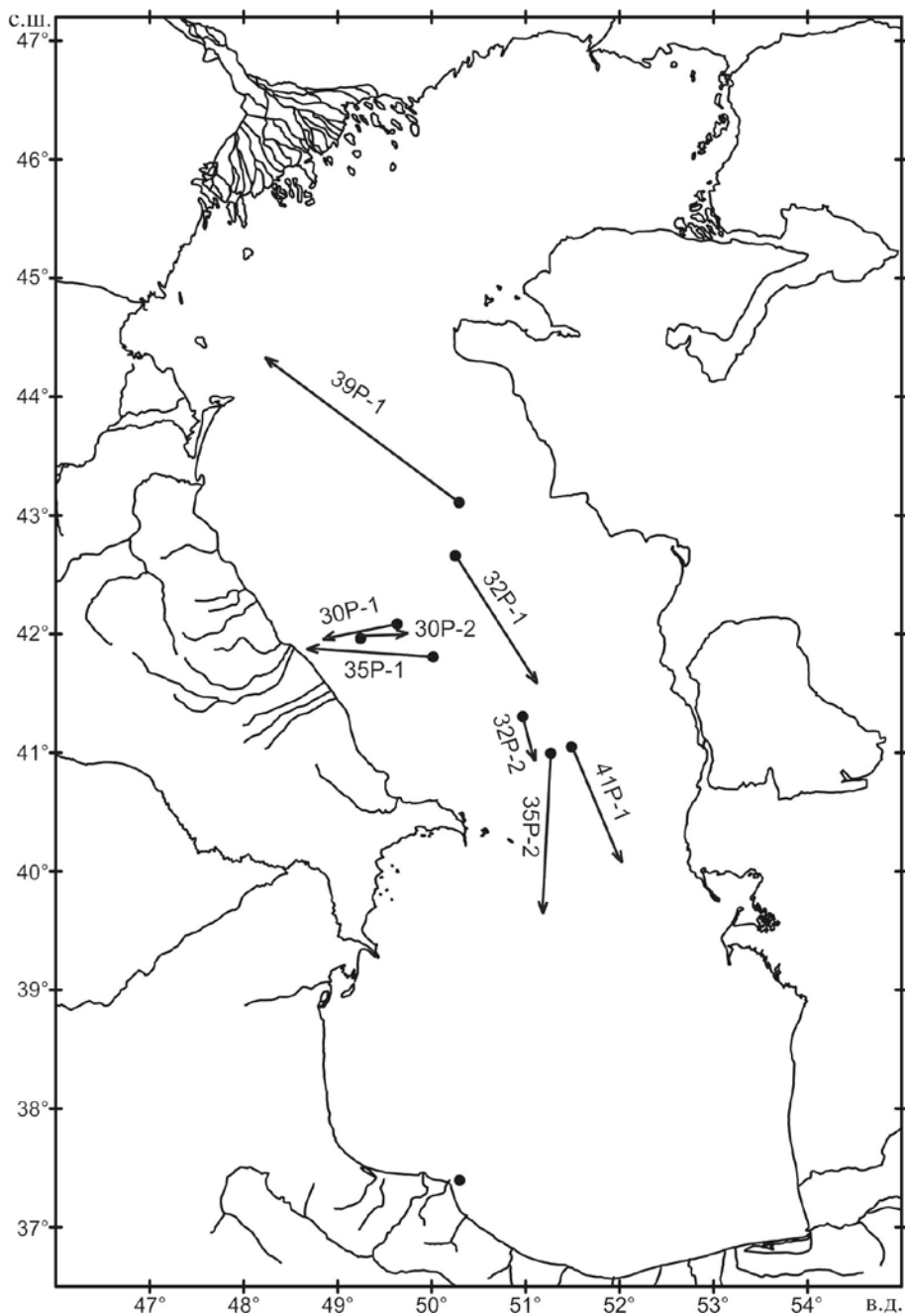


Схема отбора аэрозолей на ходу судна. Стрелками указано направление движения судна

контролировалась отечественными стандартами донных осадков и почв (СДО-1, СДО-2, СДПС-1).

Достоинством сетевого метода является то, что через сети проходит огромный объем воздуха (сотни тыс. м³), что дает возможность получить значительное количество вещества (сотни мг и граммы) и всесторонне анализировать его. Недостаток заключается в потере солевой части аэрозолей и десорбции части элементов в воду при промывке сетей, а также в малой точности определения концентраций аэрозолей за счет потери вещества в начале экспозиции, когда тонкие частицы проскакивают сквозь сети, а в конце экспозиции возможны потери вещества при снятии сетей. Ранее нами была получена зависимость (Лукашин и др., 2013), которая позволяет учесть потери терригенного вещества при использовании сетевого метода сбора аэрозолей.

Концентрации терригенной части аэрозолей, рассчитанные с учетом этой зависимости, приведены в табл. 1. Концентрации довольно высокие, 6–22 мкг/м³, по сравнению с концентрациями над океанами, что обусловлено положением Каспийского моря (внутриконтинентальное море). В этой же таблице даны значения потоков на морскую поверхность терригенной части аэрозолей, рассчитанные по концентрациям и скорости осаждения литогенных частиц — 2 см/с (Duce et al., 1991). Потоки варьируют от 10 до 38 мг/м²/сут. Эти значения ниже, чем величины вертикальных потоков терригенной части вещества в верхнем слое столба воды (100–200 м), которые составляют от 34 до 254 мг/м²/сут. Такая разница объясняется тем, что в Среднем Каспии, где потоки максимальны, значительную часть их составляет терригенное вещество речного стока, во-вторых, сбор аэрозолей проводился в течение нескольких суток в разные сезоны с экспозициями менее суток, а материал для расчета потоков в водной толще собирался непрерывно в течение 5 и 9 месяцев.

Таблица 1. Концентрации терригенной части аэрозолей, мкг/м³ и их потоки на морскую поверхность, мг/м²/сут

| № пробы | Концентрации | Потоки |
|---------|--------------|--------|
| P30-1 | 9,7 | 16,7 |
| P30-2 | 5,8 | 9,9 |
| P32-1 | 6,5 | 11,2 |
| P32-2 | 13,3 | 22,8 |
| P35-1 | 16,2 | 27,8 |
| P35-2 | 22,4 | 38,6 |
| P39-1 | 12,9 | 22,1 |
| P41-1 | 16,5 | 28,4 |

В табл. 2 приведены данные по минеральному составу кристаллической части аэрозолей. Видно, что первые четыре пробы, отобранные весной и осенью 2009 г., значительно отличаются по минеральному составу от проб, отобранных в последующих экспедициях. Различия, прежде всего, в содержаниях кварца: в первых 4 пробах они практически вдвое выше, чем в пробах, собранных в 35, 39 и 41 рейсах. Отношение кварц/полевые шпаты также намного выше, а сумма глинистых минералов ниже. Это свидетельствует о разных источниках минеральной части аэрозолей. Используя данные по направлению ветра, регистрировавшегося в течение экспозиции отбора проб, и расчету обратных траекторий воздушных масс (<http://www.arl.noaa.gov/ready/>), удалось предположительно определить регионы, откуда принесены аэрозоли. Для первых 4 проб — это Средняя Азия, а для последних — Кавказ и Предкавказье. Кроме того, может приноситься аэрозольный материал дальнего разноса, источники которого определить практически невозможно.

Таблица 2. Минеральный состав аэрозолей

| Минералы | P30-1 | P30-2 | P32-1 | P32-2 | P35-1 | P35-2 | P39-1 | P41-1 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Кварц | 53 | 51 | 53 | 38 | 27 | 17 | 25 | 15 |
| Альбит | 7 | 5 | 7 | 5 | 13 | 13 | 15 | 13 |
| КПШ | 3 | 3 | 5 | 3 | 7 | 9 | 7 | 7 |
| Амфибол | следы | 6 | 5 | 5 | 3 | 1 | 3 | 3 |
| Пироксен | следы | н.о. | н.о. | н.о. | 2 | 3 | следы | 3 |
| Доломит | 3 | 3 | 3 | н.о. | 1 | 3 | 2 | 2 |
| Кальцит | 15 | 3 | следы | 3 | 9 | 14 | 11 | 8 |
| Иллит | 7 | 12 | 5 | 2 | 10 | 9 | 11 | 19 |
| Каолинит | 2 | 4 | н.о. | н.о. | 4 | 5 | 3 | 4 |
| Хлорит | 2 | 4 | 7 | 7 | 5 | 5 | 5 | 9 |

| Минералы | P30-1 | P30-2 | P32-1 | P32-2 | P35-1 | P35-2 | P39-1 | P41-1 |
|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Мусковит | следы | следы | 8 | 7 | 19 | 18 | 18 | 17 |
| Гетит | 3 | 4 | 5 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. |
| Пальгорскит | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 3 | н.о. | н.о. |
| Кварц / Пол. шпаты | 5,3 | 6,4 | 4,4 | 4,8 | 1,4 | 0,77 | 1,1 | 0,75 |

н.о. – не обнаружено

Полученные образцы аэрозолей были проанализированы на ряд химических элементов, породообразующих и микроэлементов, концентрации которых приведены в табл. 3. Высокие величины отношения Si/Al в первых 4-х пробах и низкие в последних соответствуют минеральному составу силикатной части. Содержания микроэлементов значительно варьируют, что обусловлено разницей в составе основных минеральных компонентов аэрозолей. Некоторые элементы в аэрозолях концентрируются относительно литосферы. Коэффициенты концентрирования K_k , рассчитанные по отношению нормированных по Al элементов в аэрозолях и в верхней литосфере (Rudnic, Gao, 2004), показывают, что степень концентрирования для некоторых элементов составляет более порядка величины. Ряд концентрирования свидетельствует, что Zn, As, Pb, Cd и Sb наиболее обогащают аэрозоли.

Si, Mn, Co – Fe – Cr – P – Ni – Cu – Zn – As – Pb – Cd – Sb

K_k <1 1,3 2,0 2,8 3,6 4,4 12 18 25 34 68

Это обогащение связано, по-видимому, с загрязнением атмосферы. Это в основном продукты сгорания топлива, используемого в различных производствах: нефтегазодобыче и нефтепереработке, металлургии, легкой промышленности, коммунальном хозяйстве, судоходстве и др. (Расуна, 1986).

Таблица 3. Концентрации химических элементов в аэрозолях

| Химический элемент | P30-1 | P30-2 | P32-1 | P32-2 | P35-1 | P35-2 | P39-1 | P41-1 |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 13,06 | 12,04 | 16,5 | 9,4 | 18,64 | 19,08 | 16,91 | 18,83 |
| Al | 3,6 | 3,77 | 5,88 | 3,26 | 7,35 | 7,00 | 7,4 | 8,43 |
| Si/Al | 3,63 | 3,19 | 2,81 | 2,88 | 2,54 | 2,73 | 2,29 | 2,23 |
| P | 0,14 | 0,09 | 0,09 | 0,12 | 0,22 | 0,15 | 0,11 | 2,23 |
| $C_{орг}$ | 18 | 26,7 | 19,5 | 23,2 | 9,84 | 7,24 | 4,00 | 0,11 |
| Fe | 2,16 | 2,56 | 3,47 | 2,1 | 4,25 | 4,54 | 4,08 | 3,02 |
| Mn | 370 | 270 | 370 | 220 | 605 | 590 | 690 | 860 |
| Cu | 113 | 103 | 85 | 100 | 72 | 66 | 86 | 75 |
| Zn | 940 | 670 | 500 | 470 | 522 | 638 | 540 | 385 |
| Ni | 210 | 175 | 75 | 230 | 63 | 90 | 60 | 69 |
| Co | 10,8 | 9 | 14,5 | 9,4 | 8,7 | 13 | 12,7 | 17,8 |
| Cr | 190 | 180 | 52 | 240 | 91 | 114 | 95 | 117 |
| Pb | 415 | 810 | 240 | 4230 | 148 | 143 | 122 | 170 |
| Cd | 2,5 | 1,8 | 2,9 | 1,5 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. |
| As | 95,6 | 72,1 | 26,3 | 54,9 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. |
| Sb | 2,93 | 1,94 | 1,22 | 1,66 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. |

н.о. – не определялись

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23, грантов РФФИ (проекты № 11-05-00456а945, № 12-05-31450 мол_а), гранта НШ-618.2012.5, проект ОНЗ РАН «Наночастицы...».

Литература

- Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 4. С. 751–757.
- Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Либина Н. В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 35-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // *Океанология*. 2012. Т. 52, № 1. С. 751–757.
- Аникиев В.В., Колесов Г.М. Природные факторы, определяющие временную изменчивость основного химического состава минеральных аэрозолей над Северным Каспием // *Геохимия*. 2008. № 12. С. 1304–1321.
- Живаго В.Н., Богданов Ю.А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами // *Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах*. М.: Наука, 1974. С. 259–279.
- Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования в северной части каспийского моря в 30-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 3. С. 472–476.
- Лукашин В.Н., Новигатский А.Н. О химическом составе аэрозолей в приземном слое атмосферы Среднего Каспия зимой и осенью 2005 г. // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 5.
- Chester R., Johnson L.R. Atmospheric dust collected off the West African coast // *Nature*. 1971. V. 229. P. 105–107.
- Duce R.A., Liss P.S., Merrill J.T. et al. Atmospheric input of trace species to the World Ocean // *Global Biogeochemical Cycles*. 1991. V. 5. P. 193–259.
- Расуна J.M. Atmospheric trace elements from natural and anthropogenic sources // *Toxic metals in the atmosphere*. Wiley series in Advances in Environmental sciences and Technology. V. 17. N.Y.: Wiley, 1986. 33 p.
- Rudnic R.L., Gao S. Composition of continental crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. The Crust. Amsterdam, Boston et oth.: Elsevier Pergamon, 2004. P. 1–64.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

В.Н. Лукашин, А.П. Лисицын, А.Н. Новигатский, Э.И. Мусаева, О.М. Дара

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

Поток служит основной количественной характеристикой, определяющей темпы поступления осадочного материала сквозь водную толщу. Он формируется в эвфотическом слое, где взаимодействуют внешние геосферы Земли: продуцируется органическое вещество, развиваются планктонные организмы, поступает литогенное вещество с речным стоком и из атмосферы. Безвыборочная фильтрация воды зоопланктоном приводит к агрегированию дисперсных биогенных и минеральных частиц в виде фекальных пеллет и других продуктов метаболизма, которые могут сравнительно быстро погружаться и достигать морского дна (Лисицын, 2001; Lisitzin, 2004; Hongo et al., 2008). Основным инструментом при изучении потоков вещества являются седиментационные ловушки (Лукашин и др., 2011).

В Каспийском море нами впервые была поставлена серия буйковых станций с седиментационными ловушками и измерителями течений для определения вертикальных потоков вещества и характеристик течений (Лукашин и др., 2010; Амбросимов и др. 2011, 2012). Схема постановки показана на рис. 1. В результате получен уникальный материал, позволивший оценить потоки осаждающегося вещества, выявить закономерности их распределения в море, определить вещественный и химический состав вещества, а также установить характер внутригодовой изменчивости потоков.

Осаждающееся вещество собиралось малыми цилиндрическими седиментационными ловушками МСЛ-110 для сбора валовых проб и конусными (Лотос) и цилиндрическими (Hydrobios) 12-стаканными ловушками для исследования месячных потоков и внутригодовой их изменчивости. Для регистрации скорости и направления течений использовались измерители течений Поток-2М. Перед постановкой станции в пробосборники ловушек заливался плотный фиксирующий раствор (1 % раствор $HgCl_2$ в морской воде с соленостью

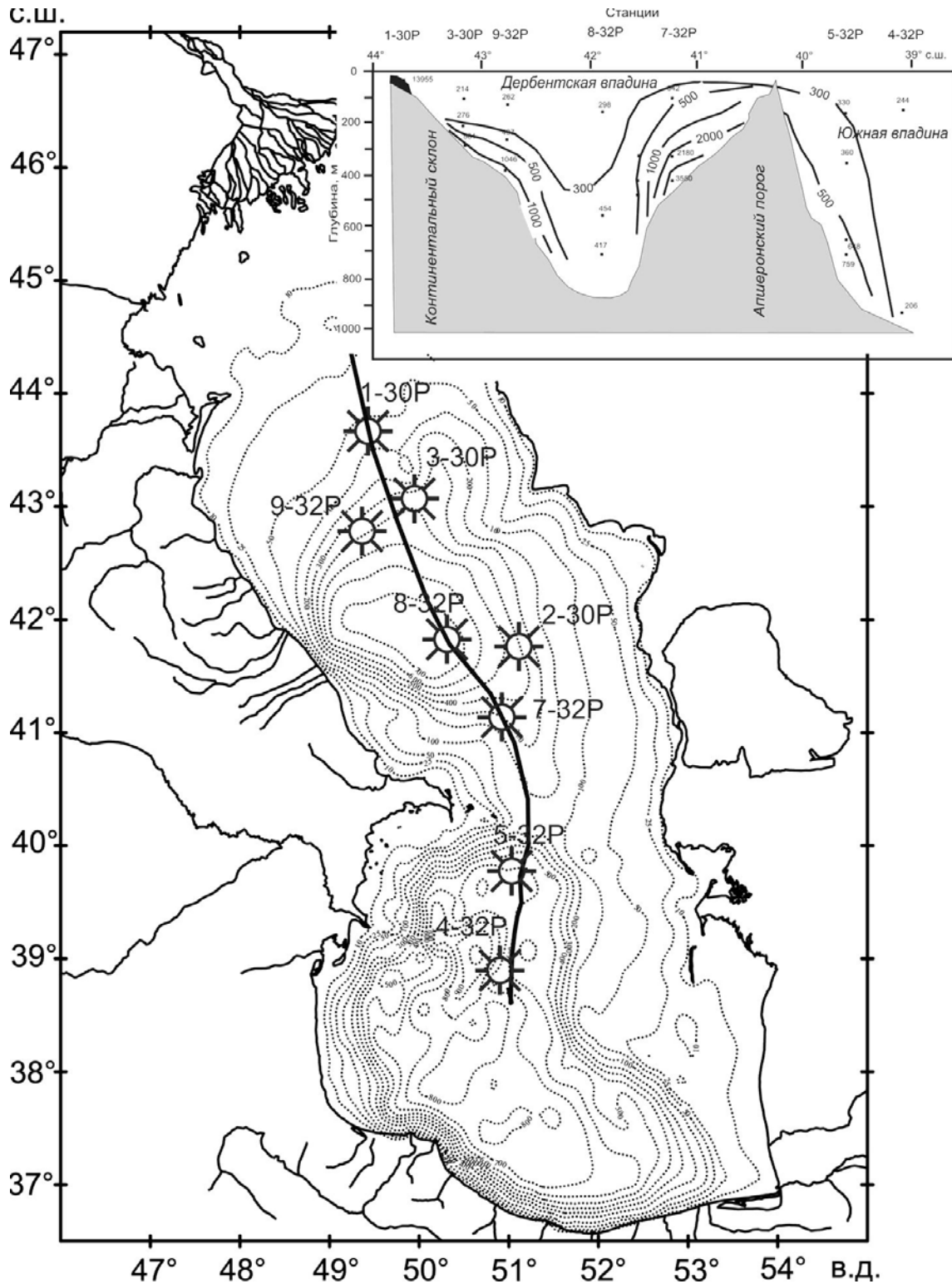


Рис. 1. Схема расположения станций в Каспийском море. Линия обозначает положение транскаспийского разреза. На врезке: распределение вертикальных потоков осадочного вещества на транскаспийском разрезе, $\text{мг/м}^2/\text{сут}$

35 %) для предотвращения микробиального разложения органического вещества и вымывания собранного материала при подъеме станции. После подъема станции пробосборники ловушек закрывались и переносились для хранения в холодильник. По окончании экспедиции пробы перевозились в портативных холодильниках в береговую лабораторию. Первичная обработка проб позволила определить величины вертикальных потоков вещества, состав и размеры частиц под микроскопом в камере Богорова, химический состав вещества — фотометрическим

и кулонометрическим методами, минеральный состав — рентген-дифрактометрическим методом.

Данные по суммарным потокам (ловушки МСЛ-110) показывают, что потоки варьируют от 206 до 13 955 мг/м²/сут (рис. 1 врезка). Максимальные значения приурочены к приволжскому шельфу Дербентской впадины, они контролируются речным стоком. С удалением в море потоки уменьшаются. В Дербентской впадине над северным склоном и склоном Апшеронского порога характер такого распределения нарушается в придонных слоях воды значительным увеличением потоков. Над южным склоном Апшеронского порога потоки также увеличиваются в глубинных водах. В центре Южной впадины они уменьшаются с глубиной. Распределение потоков осадочного вещества на разрезе соответствует распределению концентраций морской взвеси (Амбросимов и др., 2011).

Таким образом, для распределения величин потоков вещества характерно их уменьшение с удалением от берегов. Эта закономерность нарушается в придонных слоях над склонами увеличением потоков из-за добавки вещества нефелоидного слоя, формирующегося при воздействии течений на донные осадки, а также поступлением материала с верхних горизонтов склонов в результате гравитационных процессов (Лисицын, 1988).

Основная масса вещества из седиментационных ловушек представлена аморфными детритными комками размером 0,2–0,5 мм. Скелеты диатомовых водорослей и фекальные пеллеты зоопланктона также составляют большую часть вещества. Кроме них в полученных образцах обнаружены фрагменты личинок шкуркообразных, их яйца, обрывки микроводорослей и др. Потоки диатомовых и пеллет в верхних горизонтах столба воды составляют десятки и сотни тысяч экз./м²/сут. С глубиной потоки этих компонентов уменьшаются из-за интенсивного растворения скелетов диатомовых и частичного разложения пеллет. Так, на ст. 8-32Р на горизонте 560 м остается 30 % диатомовых и 90 % пеллет от их количеств в верхнем слое. Над склонами (ст. 2-30Р и 9-32Р) в придонных горизонтах потоки фекальных пеллет возрастают, что обусловлено динамикой придонных вод: при воздействии течений на осадки происходит их ресуспензия (взмучивание) и перенос в виде взвеси.

Кристаллическая часть проб составляет от 50 до 80 %. Она представлена обломочными, глинистыми и карбонатными минералами. Сумма обломочных минералов варьирует от 41 до 62 %, отношение кварц/полевые шпаты — около 1. В составе глинистых минералов преобладает иллит, их сумма — 21–35 %. В карбонатной части обнаружен кальцит (преобладает), Mg-кальцит, арагонит и доломит, сумма карбонатов составляет 4–29 %.

Анализ вещества на основные взвесеобразующие химические элементы позволил установить состав осадочного материала, исходя из того, что Si_{сил} и Al представляют минеральную терригенную часть, Si_{ам} — биогенную кремнистую (скелеты диатомовых), C_{орг} — органическое вещество, а C_{карб} — карбонатную часть осадков. Главная тенденция — уменьшение с глубиной содержания биогенных компонент и рост терригенных. Это отмечается на всех станциях. Особенно заметно уменьшение кремнистой компоненты, что соответствует уменьшению с глубиной потоков скелетов диатомовых.

12-стаканные седиментационные ловушки собрали материал для исследования внутригодового распределения потоков с шагом 30 суток (рис. 2). По данным ловушки Лотос-2 на ст. 2-30Р (горизонт 500 м) максимальные потоки (495 мг/м²/сут) наблюдались в мае, что связано с цветением фитопланктона, интенсивным его выеданием зоопланктоном и, соответственно, увеличением потока осаждающегося вещества. Летом интенсивность цветения снижается, и уменьшаются потоки.

В центре Дербентской впадины (ст. 8-32Р) в 18 м от дна наблюдались два пика высоких вертикальных потоков. Первый — во время осеннего цветения планктона в ноябре (754 мг/м²/сут), второй пик весенний — в мае (835 мг/м²/сут). Зимой и летом вертикальные потоки вещества незначительны. Изменчивость вертикальных потоков вещества, связанная с сезонностью биологических процессов, характерна для морей и океанов (Deuser, 1996; Лукашин и др., 1996). Подобное распределение характерно и для придонного горизонта в центре Южной впадины на глубине 955 м.

Над северным склоном Дербентской впадины был получен материал из седиментационной ловушки Нудробios-4 (ст. 9-32Р, горизонт 396 м в 20 м от дна), а ниже был расположен измеритель

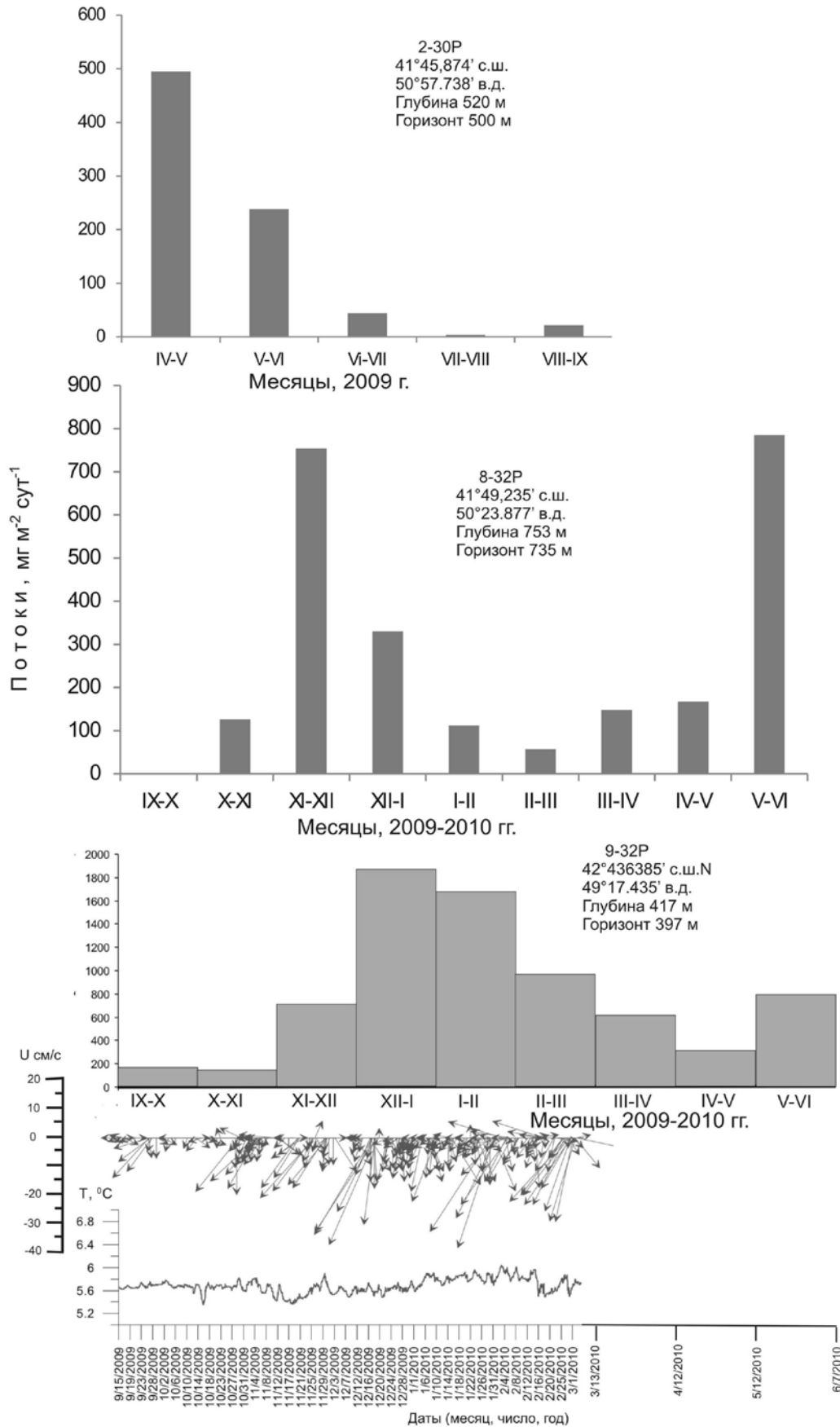


Рис. 2. Изменчивость потоков во времени. Для ст. 9-32P показаны векторы распределения скоростей течения и распределение температуры с 15 сентября 2009 г. по 5 марта 2010 г.

течений Поток-2м. Здесь, в отличие от центральной части впадины, высокие и максимальные значения наблюдались зимой. Анализ данных показал, что, во-первых, распределение потоков контролируется сезонными вариациями, связанными с биологическими процессами в море. Об этом свидетельствует близость величин потоков для мая и ноября на ст. 9 и 8-32Р (см. выше). Во-вторых, зимний максимум обязан интенсификации придонных течений. Данные по распределению потоков показывают максимальные значения в декабре, январе и в феврале. В марте и апреле потоки убывают и вновь увеличиваются в мае. Записи регистрации течений показали (рис. 2), что именно в зимний период скорости течений в 10 м от дна были очень высоки (до 45 см/с). Увеличение скорости связано с повышением плотности воды из-за охлаждения и осолонения воды в Северном Каспии в результате зимнего конвективного перемешивания и льдообразования. Плотность воды становится выше, чем на больших глубинах в Дербентской впадине, что приводит к стеканию воды по континентальному склону (каскадинг) до больших глубин (Косарев, 1975; Тужилкин, 2008). Взаимодействие течений с поверхностью дна приводит к взмучиванию нестабильного слоя осадков и частичного перевода его во взвесь (образование придонного нефелоидного слоя), которая вновь агрегируется и, утяжеляясь, осаждается (Thomsen, Ritzrau, 1996; Ransom et al., 1998). Высокие вертикальные потоки вещества в глубинных водах над северным склоном Апшеронского порога также связаны с придонным течением, которое, по нашим данным, усиливается зимой. Скорости до более 30 см/с наблюдались в январе – феврале 2010 г. Здесь, так же как на северном склоне Дербентской впадины, образуется нефелоидный слой, за счет которого в придонном горизонте увеличивается вертикальный поток осадочного материала.

Таким образом, для распределения величин потоков вещества характерно их уменьшение с удалением от берегов. Эта закономерность нарушается в придонных слоях над склонами значительным увеличением потоков из-за добавки в поток вещества нефелоидного слоя, формирующегося контурным течением зимой.

Наибольшие потоки вещества наблюдаются в периоды максимальной биологической активности (весной и осенью). Это указывает, что главная роль в транспортировке материала сквозь водную толщу принадлежит морской биоте, ее детриту и продуктам метаболизма, что подтверждено составом оседающих частиц. По мере осаждения происходит трансформация вещества: увеличивается литогенная часть потока, убывает биогенная за счет растворения биогенных компонентов.

Исследования поддержаны Президиумом РАН (программа № 23) и Отделением наук о Земле РАН (проект «Наночастицы...»), НШ-618.2012.5, а также РФФИ (грант 11-05-00456-а).

Литература

Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2011. Т. 51, № 4. С. 751–757.

Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во Московского университета, 1975. 272 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадкообразовании в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних сферах Земли // Глобальные изменения. Новосибирск: Наука, 2001. С. 163–248.

Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования в северной части Каспийского моря в 30-м рейсе НИС «Рифт» (17–28 апреля 2009 г.) // Океанология. 2010. Т. 50, № 3. С. 472–473.

Лукашин В.Н., Виноградов М.Е., Гордеев В.Ю., Русаков В.Ю. Потоки осадочного материала в Норвежском море (по данным годовой станции с седиментационными ловушками) // Доклады Академии Наук. 1996. Т. 348, № 6. С. 826–829.

Лукашин В.Н., Клювиткин А.А., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. Малая седиментационная ловушка МСЛ-110 // Океанология. 2011. Т. 51, № 4. С. 746–750.

Тужилкин В.С., Гончаров А.В. О вентиляции глубинных вод Каспийского моря // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 43–64.

Deuser W.G. Temporal variability of particle flux in the deep Sargasso sea // Particle flux in the ocean. N.Y.: Wiley and Sons, 1996. P. 185–198.

Honjo S., Manganini S.J., Krishfield R.A., Francois R. Particulate organic carbon fluxes to the ocean interior and factors controlling the biological pump: A synthesis of global sediment trap programs since 1983 // *Progress in Oceanography*. 2008. V. 76. P. 217–285.

Lisitzin A.P. Sediment fluxes, natural filtration and sedimentary systems of a “Living Ocean” // *Russian Geology and geophysics. Special Issue*. Novosibirsk: SB RAS, 2004. V. 45. P. 12–43.

Ransom B., Shea K.F., Burkett P.J. et al. Composition of pelagic and nepheloid layer marine snow: implications for carbon cycling // *Marine Geology*. 1998. V. 150. P. 39–50.

Thomsen L., Ritzrau W. Aggregate studies in the benthic boundary layer at a continental margin // *J. of Sea Res.* 1996. V. 36. P. 143–146.

ВЛИЯНИЕ РАЗРАБОТКИ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ВЕРОЯТНОСТЬ КРУПНЫХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ КАТАСТРОФ

С.Х. Магидов

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, salavmag@yandex.ru

Освоение нефтегазовых месторождений нарушает первоначальные условия в пластах, существовавшие до начала разработки. Это касается пластовых давлений, температур и других геофизических и геохимических свойств. Изменения петрофизических и литологических свойств тем сильнее, чем интенсивнее режим эксплуатации и больше время, прошедшее от начала разработки. Динамика теплопереноса в конечном итоге определяет термобарические условия, формирующиеся на различных участках месторождения. Она же, в свою очередь, зависит от энергопроводности среды, её энергонасыщенности, существующего ресурса флюидов. Величина этого ресурса в каждый момент времени определяется как разность в скоростях отбора и восполнения объёма флюидов. Динамика во времени данных процессов может иметь сложный характер из-за наличия в системе положительных и отрицательных обратных связей. При возрастании разности давлений в зоне отбора флюида и питающей области происходит усиление фильтрации, при условии сохранения неизменным коэффициента проницаемости проводящей среды, а также вязкости перемещающегося флюида. Но при возрастании градиента давлений ламинарное течение в порах и трещинах может смениться турбулентным, что соответственно отражается на фильтрационном режиме. При турбулентном движении флюида возрастает его разогрев, а это через изменение вязкости отразится на коэффициенте фильтрации.

С начала разработки нефтегазовой залежи и нарушения установившегося стационарного режима начинается процесс миграции флюидов в соответствии с возникающими градиентами давления. При этом в зависимости от петрофизических свойств проводящих горных пород могут происходить различные фильтрационные эффекты, в том числе и с осаждением более тяжелых фракций нефти. Впитывание асфальтово-смолистых компонентов нефти может существенно сужать размер пор и ухудшать фильтрационные качества проводящей среды. В то же время фильтрация подземных вод, имеющих высокую температуру и щелочную реакцию, способна очищать забившиеся поры и способствовать усилению фильтрации.

Искусственная дегазация и нарушение естественных термобарических условий в недрах равным образом отражается на геохимии, гидрогеологии и геодинамике. Важное значение имеет при этом изменение паро-водяного режима в области водоупоров, так как глинистые минералы, из которых они состоят, и прежде всего монтмориллониты очень чувствительны к содержанию влаги.

Водоупорные горизонты в основном слагаются мелкодисперсными частицами и, в частности, глинами различного химического состава и дисперсности, включая наноразмерные частицы. У монтмориллонитов фракция наноразмерных частиц занимает значительную долю, у большинства их размер первичных частиц составляет, по-видимому, около 30 нанометров, хотя отдельные хлопья и пластинки могут быть размером 1–3 нанометра. В зависимости от

степени увлажнения у глинистых минералов могут существенно изменяться межплоскостные расстояния, а это, следовательно, приводит к изменению их объема. Некоторые данные о влиянии процессов иссушения и увлажнения в виде таблиц приведены в работах (Минералогическая..., 1985; Магидов, 2012).

Из этих данных следует, что объём монтмориллонитов при увлажнении значительно увеличивается, а это может приводить к повышению давления в геологической среде, а их иссушение приводит, напротив, к уменьшению объёма, что способствует снижению горного давления в прилегающих областях. При этом меняются и их свойства: при увлажнении эти геоматериалы приобретают большую пластичность по сравнению с хрупкими и прочными сухими глинами. Таким образом, это должно отражаться и на геодинамических процессах, если объёмы этих глинистых материалов на изучаемой территории значительны, а в результате антропогенной деятельности происходит существенное изменение их увлажнённости. Подобные изменения в геологической среде под воздействием техногенных факторов способны вызывать наведённую сейсмичность. Не исключено, что в механизме подготовки техногенного землетрясения играют роль и процессы с участием тонкодисперсных глинистых минералов, меняющих свойства в зависимости увлажнения или иссушения. Но наиболее часто в районах интенсивной нефтегазодобычи происходит опускание земной поверхности, связанное с дефлюидизацией продуктивных горизонтов и изменением в них термобарических условий (Адушкин, 2005).

Одним из первых доказанных техногенных землетрясений в СССР, вызванным нерациональной эксплуатацией, является землетрясение с магнитудой 4,6, произошедшее на Старогрозненском нефтегазовом месторождении в 1971 году (Смирнова, 2011). Считается, что и Газлийские землетрясения в Узбекистане 1976–1984 гг. и Нефтегорское землетрясение 1995 г. на Сахалине были следствием деятельности нефтегазовой промышленности, причем магнитуда их превысила 7 единиц (Плотникова, 1994; Адушкин, 2005; Смирнова, 2011).

По классификации В.В. Адушкина подобные землетрясения можно отнести к категории наведённой сейсмичности (Адушкин, 2005). Источником её появления, в случае локальной зоны воздействия, служит изменение запасов упругой энергии флюидной системы в геологической среде. Если в зоне влияния месторождения существует высокий уровень тектонических

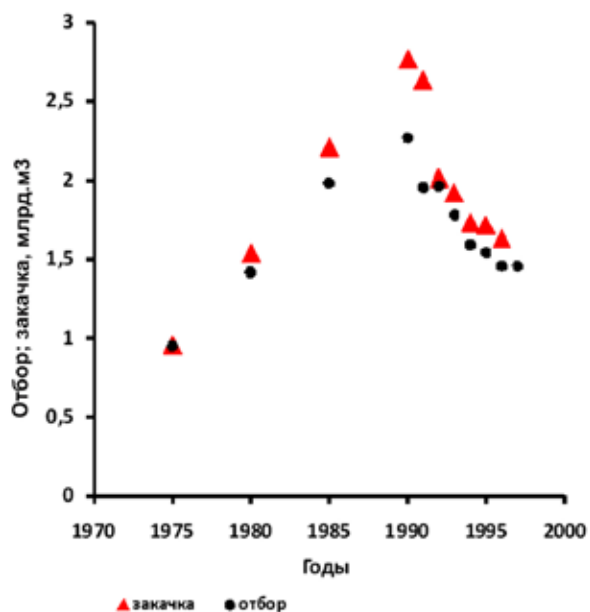


Рис. 1. Отбор жидкости и закачка воды для поддержания пластового давления в нефтегазовой отрасли РФ. Для расчетов значений отборов жидкости за 1975, 1980 и 1985 гг. использовались данные по обводнённости нефти, добываемой Миннефтепромом СССР

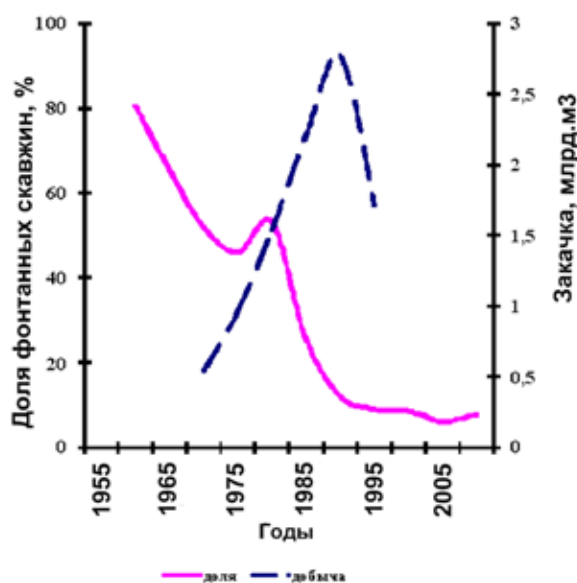


Рис. 2. Закачка воды в нефтеносные слои в РФ и упругоёмкий потенциал пластов

напряжений, то нарушение стационарного режима деформационного процесса, вследствие нефтегазодобычи, может привести к возникновению сейсмичности по триггерному механизму (Адушкин, 2005). При этом энергия триггерной сейсмичности может существенно превышать интенсивность самого антропогенного воздействия.

Снижение показателей давления и температуры способствует формированию депрессионной воронки и, соответственно, проседанию земной поверхности. В отдельных случаях скорость опускания может достигать десятков сантиметров в год, а абсолютная величина опускания — семи метров и более. При закачивании воды в продуктивные пласты для поддержания пластового давления могут формироваться и воронки репрессии, приводящие к вспучиванию локальных участков земной поверхности. И это может быть связано не только с повышением давления в самом коллекторе, в связи с мероприятиями по поддержанию пластового давления, но и с взаимодействием закачиваемой воды с глинистыми минералами водоупорных пластов с изменением их объёма.

На рис. 1 представлены данные по объёмам отбора жидкости (нефть + вода + конденсат) нефтегазовой отрасли РФ и динамика закачки воды в продуктивные нефтегазовые горизонты для поддержания пластового давления. Из рисунка следует, что в рассматриваемый период закачивалось несколько большее количество жидкости по сравнению с извлекаемыми объёмами.

В ряде работ было показано, что, вследствие нарастающей техногенной нагрузки на недра, к настоящему времени произошли существенные изменения в подземной гидросфере, и упругий потенциал недр в РФ в значительной степени уже утрачен (Магидов, 2011а). За полувековой период эксплуатации нефтяных и газовых скважин доля фонтанных скважин сократилась в несколько раз. Об этом свидетельствуют данные на рис. 2.

Из рисунка видно, что наращивание объёмов закачки воды в водоносные горизонты нефтегазовых месторождений ведет к замедлению падения доли фонтанных скважин, а на отдельном участке кривой графика — даже росту данного показателя. Это означает, что, наращивая объёмы закачки воды, можно было бы замедлить катастрофическое падение пластовых давлений, что могло бы снизить остроту проблемы.

В целом можно говорить о существовании обратно-пропорциональной зависимости между плотностью размещения скважин на территории и изменением соотношения доли фонтанных скважин от общего числа. Кроме того, с течением времени происходит существенное снижение дебитов скважин, что также свидетельствует об истощении упругой энергии флюидной системы верхних горизонтов Земли, доступных техногенному воздействию (Магидов, 2011а). Дальнейшее наращивание числа скважин будет способствовать ещё большей дефлюидизации и, соответственно, более быстрому исчерпанию упругоёмкого потенциала недр.

Широкомасштабная искусственная дефлюидизация недр оказывает негативное влияние на их состояние и может вести к опасным геоэкологическим рискам (Магидов, 2011б). Всё это требует проведения более детальных исследований по изучению процессов взаимодействия флюидов с геологической средой. Это касается, в первую очередь, воздействия воды и нефтегазовых флюидов на тонкодисперсные глинистые минералы. Кроме того, требуется осознание серьёзной опасности для нашего настоящего и будущего, исходящей от практикуемых в настоящее время антиэкологических геотехнологий.

Литература

Адушкин В.Б., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре. М.: Инек, 2005. С. 12–13; 15–16.

Магидов С.Х. Истощение запасов упругой энергии в нефтегазовых месторождениях СССР и РФ и изменение уровня добычи нефти // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М.: Геос, 2011а. С. 490–495.

Магидов С.Х. Изучение антропогенных изменений подземной геогидросферы для оценки и прогноза геоэкологической опасности // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2011б. Т. 3.

Магидов С.Х. Природные кремнийсодержащие наноструктуры в геологии // Материалы минералогического семинара с международным участием «Кристаллическое и твёрдое некристаллическое состояние минерального вещества». Сыктывкар, 2012. С. 39–40.

Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. 512 с.

Плотникова Л.М., Фленова М.Г., Махмудова В.И. Методика и результаты исследования влияния разработки Газлийского месторождения на проявление сейсмичности // Наведённая сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 148–156.

Смирнова М.Н. Из истории открытия нефтяных месторождений Чечни и Ингушетии // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М.: Геос, 2011. С. 496–501.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АДАКСКОЙ ПЛОЩАДИ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Т.В. Майдль, И.И. Даньщикова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,
maydl@geo.komisc.ru; iidanshikova@geo.komisc.ru

Гряда Чернышева (рис. 1) представляет собой сложную веерообразную структуру поп-ап во фронте Косью-Роговской пластины, сформированную в результате послыного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям. У поверхности этот срыв выражен дугообразными в плане Западно-Чернышевским взбросо-надвигом и встречно падающим Восточно-Чернышевским ретронадвигом (Юдин, 1985, 1994).

Центральная часть поднятия Чернышева имеет сложное строение. Тальбейский и Шарью-Заостренский блоки (чешуи) характеризуются в осевых зонах крупными одноименными синклиналями, выполненными образованиями орогенного комплекса, и обрамлены по краям антиклинальными дизъюнктами из интенсивно смятых палеозойских карбонатных пород (Данилов и др., 2011). Северная центриклиналь Шарью-Заостренской и южная Тальбейской синклинали приурочены к наиболее узкой зоне в области интенсивных дислокаций поднятия Чернышева, известной как «Адакская чешуя» (Тимонин, 1975). Это зона на ряде современных тектонических схем выделяется как самостоятельный тектонический элемент II порядка «Адакский блок» (Острижный, 1999) или «Адакская складчато-надвиговая зона» (Государственная..., 2003).

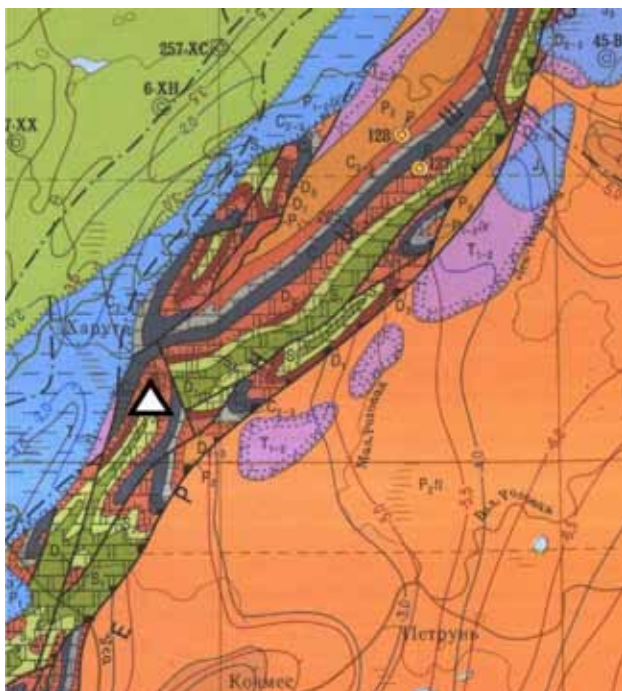


Рис. 1. Обзорная карта района исследований (фрагмент геологической карты масштаба 1:1 000 000). Треугольником обозначено положение скважин 1, 2-Адакские

Согласно современным представлениям, центральная часть поднятия Чернышева представляет сочетание крупных тектонических пластин противоположной вергентности. Пластины сформированы надвиговыми дислокациями, на глубине сходящимися к единой поверхности скольжения, приуроченной к верхнеордовикским эвапоритовым отложениям (Юдин, 1985, 1994). Фронтальные зоны пластин интенсивно дислоцированы и формируют многообразие чешуйчато-складчатых приповерхностных структур (Данилов и др., 2011).

Выявление связанных с процессами растяжения зон повышенной проницаемости на закрытых территориях является одним из важнейших вопросов при поисках и разведке месторождений углеводородов. Существенную помощь при его решении могут дать исследования керн, направленные на выявление признаков, позволяющих диагностировать характер тектонических процессов.

Как известно, зоны тектонического сжатия (надвиги и взбросы) и растяжения характеризуются различным набором вторичных преобразований пород. Так, например, в зонах сжатия по мере возрастания его интенсивности формируются различные формы будинажа (от эмбрионального до линзовидного), складки волочения, брекчии трения, катаклазиты и милониты. Последние характерны для зон интенсивного разрушения, особенно по плоскостям надвигов и взбросов. В известняках происходит брекчирование, возрастает количество сутур и стилолитов, наблюдается перекристаллизация с увеличением размера зерен, уменьшается пористость, возрастает количество межзерновых контактов. В зернах минералов появляются разрывы сплошности, волнистое угасание, двойники скольжения, в милонитах формируется типичная сланцеватость «тектонического течения» (Сергеева, 2004; Казанцева, 2008). Зоны разрывов (сдвиги и сбросы) также характеризуются определенным набором общих и специфических литологических признаков. Общими являются: микросбросы и системы микросбросов, микровзбросы и системы микровзбросов, горизонтальные зеркала скольжения, проявления прожилковой и выполняющей трещины отрыва минерализации: баритовой, целестиновой, пиритовой, кальцитовой. Микровзбросы, системы микровзбросов, сутурные швы и микроскладки волочения локализуются в локальных зонах сжатия. Микросбросы и их системы возникают в локальных зонах растяжения, горизонтальные зеркала скольжения — в осевых частях магистральных нарушений (швах) сдвигов, зоны рассланцовывания — в областях между швами сдвигов. Проявления признаков могут быть как единичными для небольших или малоамплитудных сдвиговых нарушений, так и многочисленными (интенсивными) для крупных сдвигов (Игнатов и др., 2011). Закономерности распределения основных тектонических признаков в сдвиговых нарушениях представлены в таблице.

Характеристика признаков тектонических нарушений. Составлена с использованием данных (Сергеева, 2004) и (Игнатов и др., 2011)

| Зоны сжатия (надвиги и взбросы) | Зоны разрывов (сдвиги и сбросы) | |
|--|--|---|
| <p>Перекристаллизация с увеличением размеров зерен (собирательная рекристаллизация). Увеличиваются твердость, уменьшается пористость (мраморизация), возрастает количество контактов и взаимное растворение зерен. Происходит вынос вещества из внутренних зон сжатия и переотложение его во внешни зонах. В микрозернистых и битуминозных известняках происходит брекчирование, возрастает количество сутуров и стилолитов. Характерно двойникование зерен кальцита</p> | <p>Общие признаки: микросбросы и системы микросбросов; микровзбросы и системы микровзбросов; горизонтальные зеркала скольжения; проявления прожилковой вторичной минерализации: баритовой, целестиновой, пиритовой, кальцитовой.</p> | <p>Характерные для сдвигов: сопряженные продольные и косые сколы зоны рассланцевания; вертикальные сутурные швы; тектонические брекчии; микроскладки волочения</p> |
| | <p>Микровзбросы, системы микровзбросов, сутурные швы и микроскладки волочения – в локальных зонах сжатия. Микросбросы и их системы возникают в локальных зонах растяжения, горизонтальные зеркала скольжения – в осевых частях магистральных нарушений (швах) сдвигов, зоны рассланцевания – в областях между швами сдвигов. Трещины отрыва часто выполнены вторичной кальцитовой, пиритовой или барит-целестиновой минерализацией</p> | <p>Характерные для сбросов: трещины отрыва; субвертикальные зеркала скольжения; проявления древнего карста.</p> |

Изучение проявления тектонических признаков проводилось по керну скв. 1 и 2-Адакские, которыми в Тальбейской пластине под четвертичными отложениями вскрыты: нижнекаменноугольные карбонатные отложения; верхнедевонские рифогенные и надрифогенные отложения; глубоко эродированные на этапе предтиманского размыва

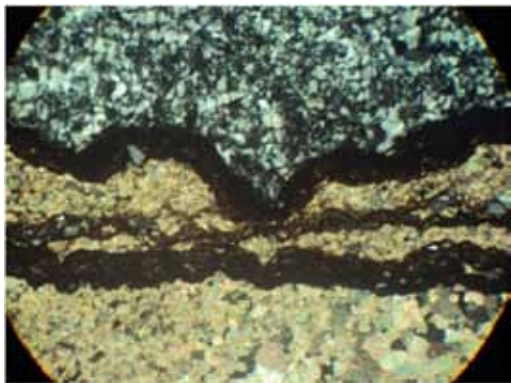


Рис. 2. Серия стилолитов в доломите с линзами кварца (седельский горизонт, S_1)



Рис. 3. Известняк с текстурой блокового будинажа, обусловленной наличием крупных обломков доломита в глинистом доломите (филиппзельский горизонт, S_1)



Рис. 4. Тектонические брекчии и складки волочения в керне соленосной толщи малотавротинского горизонта (O_3)

нижнедевонско-верхнеордовикские карбонатные отложения (до подошвы салюкинского горизонта); верхнеордовикские брекчированные карбонатно-сульфатно-галогенные толщи (малотавротинская свита). Поднадвиговые верхнедевонские депрессионные толщи на контакте с соленосными отложениями, представляющими собой постель аллохтонной пластины, интенсивно деформированы. Ниже залегают те же карбонатные отложения, что и в аллохтонном блоке: нижнедевонские и силурийские (Данилов и др., 2011).

В исследованных нами ордовикско-нижнедевонских отложениях интенсивность проявления дислокаций в керне определяется как вещественным, так и тектоническим строением разреза. Они более выражены в толщах переслаивания карбонатных, сульфатных и/или глинистых пород (будинаж, микроскладчатость, перекристаллизация, доломитизация, стилолиты, трещины скола, брекчирование, кластогенез, микститы) и менее — в более однородном разрезе.

Стилолитизация характерна для всего разреза, но наиболее насыщены стилолитами и сутурами карбонатные породы седельского горизонта нижнего силура. Стилолиты мелкозубчатые, ветвящиеся, расположение швов относительно напластования пород меняется от субвертикального до горизонтального. На поверхностях стилолитовых швов, помимо концентрации обломочных компонентов породы, отмечаются новообразованные слюды, барит, пирит, никелистое железо; в пограничных зонах отмечаются зоны окремнения, микронные выделения латуни и олова, галит, гидроксиды и водные сульфаты магния (рис. 2).

Широко распространены также «обломочно-комковатые» текстуры эмбрианального и блокового будинажа, которые преобладают в нижнесилурийских отложениях. Обломки неокатанные, угловатые, чаще удлиненно-вытянутые. Их размеры варьируют от 9 до 2 см (в среднем 2,5 см) (рис. 3). Направленное давление способствует образованию *и брекчий трения (тектонические брекчии)*, локализованных преимущественно в довольно жестких породах при малом количестве пластического материала либо его полном отсутствии. Они состоят из обломков пород обычно угловатой формы, сцементированных литокластами и кристаллокластами значительно меньшей размерности. В

зонах тектонических нарушений, образованных односторонним давлением, такие породы встречаются довольно часто. Брекчирование пород отмечается интервалами по всему разрезу, оно наиболее типично для пограничных отложений карбонатной салюкинской свиты и соленосной пачки сульфатно-карбонатной малотавротинской свиты верхнего ордовика. Нередко в этом же интервале наблюдаются *микроскладки волочения*, обычные для некомпетентных пород вблизи субслоистых срывов (рис. 4); *катаклазиты* и *милониты*, также характерные для зон дробления, особенно для плоскостей надвигов и взбросов (рис. 5, 6). В породах нижнего силура (филиппзельский горизонт) и верхнего ордовика (салюкинская свита) часто отмечаются микровзбросы (рис. 7). В зонах локального растяжения трещины в породах обычно заполнены минеральными новообразованиями. В зонах миграции флюидов может также активно развиваться выщелачивание, формирующее каверны и каналы (рис. 4). Этот процесс хорошо проявлен в отложениях верхнего ордовика (малотавротинский горизонт) и нижнего девона (лохковский ярус). Породы здесь интенсивно трещиноваты, развиты макро- и микротрещины, распределение которых весьма неравномерно. Наблюдаются поры и каверны выщелачивания, частично или полностью заполненные новообразованными минералами (в основном кальцитом) или нефтью. В прослоях брекчий отмечаются аутигенные целестин, барит, галит, ангидрит, гипс, встречены микронные зерна самородного никеля. В толще малотавротинской свиты широко представлен палеокарст.

Процессы окремнения развиты в породах верхнего и нижнего силура, но более характерны для нижнедевонских отложений. Эти процессы выражены в виде различных мелких стяжений, линз и линзовидных пропластков (рис. 2). Интенсивное окремнение наблюдается, как правило, или выше крупных залежей нефти, или в пределах самих выдержанных нефтяных пластов, лишая их пористости.

Таким образом, в рассматриваемом районе поднятия Чернышева отмечаются как процессы сжатия, так и локального растяжения в сместителях сдвигов. Стресс обусловил такие изменения, как перекристаллизация, стилолитизация, брекчирование. Об условиях растяжения в процессе дезинтеграции пород вблизи сместителя свидетельствует развитие трещин, пористых брекчий, процессы выщелачивания и окремнения. В сместителях сдвигов и надвигов все они могут создавать зоны повышенной проницаемости, разгерметизирующие аллохтонные структурные ловушки углеводородов. Исключение могут составлять участки сместителей, выполненные пластичными позднеордовикскими солями. В связи с этим наиболее перспективными, видимо, следует считать поднадвиговые структуры, выявленные под Западно-Чернышевским надвигом и Восточно-Чернышевским ретронадвигом.

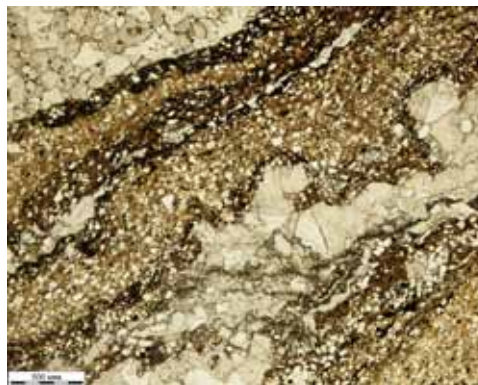


Рис. 5. Катаклаз и сланцеватость в брекчиевой толще овинпармского горизонта (D_1)

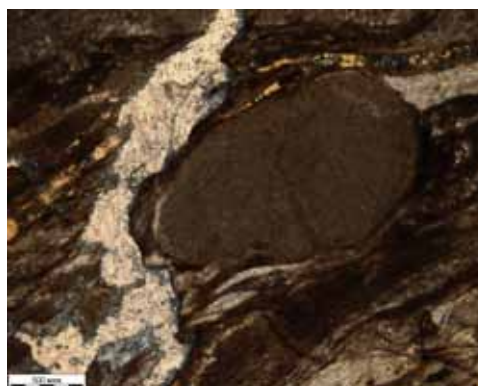


Рис. 6. Катаклаз и милонизация в карбонатно-сульфатной толще малотавротинского горизонта (O_3)



Рис. 7. Фрагмент взброса в аргиллитах и доломитах салюкинской свиты (O_2)

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект УрО РАН № 12-5-6-012-АРКТИКА «Формирование углеводородных систем в толщах верхнего палеозоя в арктическом районе Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна».

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Листы Q-40-XVII-XVIII. СПб., 2003.

Игнатов П.А., Новиков К.В., Бушков К.Ю., Толстов А.В. Реконструкция кинематики разломов на закрытых территориях по данным анализа микронарушений в керне // Известия вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 55–60.

Казанцева Т.Т. Эволюция природных деформационных структур. От будин к нанокристаллам // Геологический сборник. № 7. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 44–53.

Острижский М.Ю. Оценка перспектив нефтегазоносности Приполярных районов Предуралья по комплексу геолого-геофизических данных: Автореф. дисс. на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1999. 27 с.

Данилов В.Н., Иванов В.В., Гудельман А.А. и др. Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геологоразведочных работ на Адакской площади // электр. науч. журн. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6, № 2. С. 1–30.

Сергеева Э.И. Эпигенез осадочных пород. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2004. 152 с.

Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева. Л.: Наука, 1975. 130 с.

Юдин В.В. Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты — возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазоносный бассейн (Труды Института геологии Коми ФАН СССР, вып. 52). Сыктывкар, 1985. С. 38–45.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 285 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ЭОЦЕНОВЫХ «СОБЫТИЙНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ» ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA

Ф.Д. Майсадзе

Геологический институт им. А.И. Джанелидзе Тбилисского Государственного университета
им. И.А. Джавахишвили, Тбилиси, fmaisadze@yahoo.com

В осадочных бассейнах равномерный процесс осадконакопления, во время которого осаждаются нормально-осадочные образования, сравнительно редко, но со значительными последствиями нарушают различные геологические явления, отражающиеся затем в литологическом характере осадочных пород.

Среди разновидностей осадочных отложений существует определенная группа пород, которая по своим текстурным, структурным и генетическим признакам резко отличается от нормально-осадочных образований, что обусловило их выделение в самостоятельную единицу в виде «событийных отложений». Выяснилось, что одним из главных определяющих факторов их образования являются конседиментационные катастрофические явления, происходящие импульсивно и охватывающие короткие промежутки времени. Как показали исследования, такие отложения могут существовать в генетически разных образованиях.

Впервые наличие событийных отложений было отмечено в циклически (ритмически) построенных образованиях. После того, как в основу их классификации был положен генетический подход, в них выделили три группы: периодиты, темпеститы и турбидиты. Периодиты отнесены к нормально-осадочным образованиям, а темпеститы и турбидиты — к «событийным отложениям» (Циклическая..., 1985). Эти последние (ракушняковые пласты, конденсированные слои, штормовые песчаники, плоскогалечные конгломераты, турбидиты и др.) представляют собой геологические тела осадочного происхождения (Зейлахер, 1985), образовавшиеся в результате быстрых одноразовых катастрофических явлений.

В природе существует также другая группа пород, которая аналогично циклическим отложениям имеет одинаковое структурно-текстурное строение, но входящие в нее породы

заметно отличаются друг от друга генетически. Речь идет о хаотически построенных образованиях, к которым относятся осадочные конгломераты и брекчии, олистостромы (глыбовые брекчии), дикий флиш, горизонты с включениями, вулканические брекчии, тектонические брекчии (меланж), ледниковые и сопочные брекчии и др.

Исходя из генетических принципов, хаотические образования осадочного происхождения можно подразделить на две группы: нормально-осадочные (конгломераты, брекчии) и событийные (олистостромы, дикий флиш) отложения. В хаотических образованиях существование событийных отложений в свое время было отмечено в верхнеэоценовых образованиях южного склона Большого Кавказа (Maisadze, 1998).

Одним из ярких примеров таких отложений являются верхнеэоценовые олистостромы и дикий флиш Альпийской складчатой области, которые многие годы являются предметом внимания многих исследователей. Повышенный интерес к изучению этих образований объясняется тем, что они широко распространены во всем Альпийском складчатом поясе (Швейцарские и Французские Альпы, Динариды, южный склон Большого Кавказа и др.), в большей части которой олистостромы являются частью флишевых образований, что позволило Ф. Кауфману (1889) выделить их под названием «дикий флиш».

В образовании осадочных отложений, как известно, наряду со многими факторами (климатические изменения, деятельность организмов, приливы и отливы, фациальные условия и др.), важную, нередко определяющую роль играют тектонические движения. Не являются исключением и рассматриваемые осадочные хаотически построенные образования.

На южном склоне Большого Кавказа эти событийные отложения представлены олистостромами (Майсадзе, 1994), которые образовались южнее флишевого бассейна, в пределах северной части Гагрско-Джавской зоны с эпиконтинентальным режимом седиментации. Они имеют неравномерное распространение и присутствуют в основном в двух областях (рис. 1).

Незначительная их часть, развитая в западном сегменте складчатой системы (Адлерская депрессия), входит в состав регрессивной мацестинской свиты в виде «горизонта с включениями». Полнота разреза мацестинской свиты, содержащаяся в ней нуммулитовая фауна и ее четкие границы с подстилающей и перекрывающей свитами (аргветская и хостинская свиты) позволяют установить начало и продолжительность новопиренейской фазы складчатости, которая и обусловила накопление в целом данной свиты, а в период максимального ее проявления — образование «горизонта с включениями». Последний по своей природе представляет собой типичные олистостромы тектоно-гравитационного происхождения (Майсадзе, 1984).

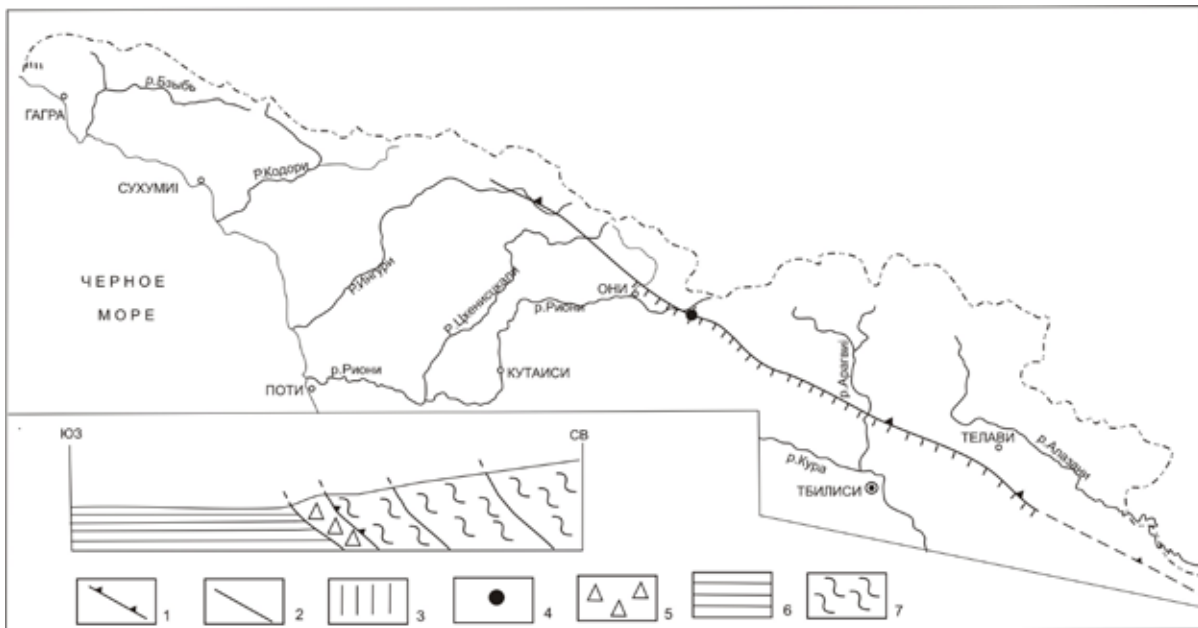


Рис. 1. Схема распространения верхнеэоценовых олистостромов на южном склоне Большого Кавказа.

1 — фронтальная линия надвига флишевых отложений; 2 — разломы; 3 — зона развития олистостромов; 4 — местонахождение разреза; 5 — олистостромы; 6 — эпиконтинентальные отложения; 7 — флиш

Основная часть верхнеэоценовых олистостромов развита в восточном сегменте южного склона Большого Кавказа. Здесь, от р. Риони они протягиваются узкой полосой на восток, вдоль фронтальной линии надвига аллохтонных флишевых отложений Местийско-Тианетской зоны (рис. 1). В результате данного надвига рассматриваемые отложения частично, а местами, возможно, и полностью, тектонически перекрыты мел-палеогеновыми флишевыми отложениями. Олистостромы, в свою очередь, надвинуты с севера на разновозрастные автохтонные нормально-осадочные породы Гагрско-Джавской зоны, в том числе и на верхнеэоценовые.

На основании нуммулитовой фауны возраст олистостромов был определен как верхний эоцен. Затем на основании новых фаунистических находок (Леонов, 1981) и корреляции с разновозрастными образованиями смежных районов (Майсадзе, 1984) удалось уточнить возраст олистостромов и отнести их к верхней части верхнего эоцена. По нашим исследованиям олистостромы являются синхронными образованиями «горизонта с включениями» мацестинской свиты.

Олистостромы слагаются в основном олистолитами мезозойских и частично палеогеновых отложений Гагрско-Джавской зоны. Среди них преобладают верхнеюрские рифовые известняки и вулканы байосского возраста. К тому же эти олистолиты характеризуются наиболее крупными размерами, особенно известняки, которые в отдельных обнажениях представляют собой олистоплаки объемом в несколько сотен и тысяч кубических метров (горы Орбодзала и Алевискде, Военно-Грузинская дорога и др.). Большие размеры этих утесов и являлись основной причиной того, что некоторые из них ранее принимались за коренные выходы верхнеюрских пород. В западной части их развития (р. Гомрула, р. Джеджора) в олистостромах встречаются отдельные включения меловых флишевых образований. Примечательно, что в олистостромах отсутствует переотложенный материал размыва, развитый южнее нормально-осадочных пород Гагрско-Джавской зоны. В олистостромах часто наблюдаются мелкие разрывы и зеркала скольжения, указывающие на заметную их тектоническую переработку. Матрикс в них представлен в основном карбонатными пелитолитами и алевролитами. Мощность олистостромов колеблется от десятков до нескольких сот метров.

Наличие в олистостромах экзотических включений верхнеюрских известняков и кристаллических пород фундамента (восточнее р. Арагви) ставило вопрос о местонахождении и строении суши, питавшей обломочным материалом позднеэоценовый бассейн. Такой гипотетической суши, по всей вероятности, являлась Рачинско-Вандамская суша, которая представляла собой цепь отдельных Кордильер, расположенную в северной периферийной части Гагрско-Джавской зоны (рис. 2), протянутой от Уцерского меридиана на западе вдоль южной границы флишевого бассейна.

Состав обломочного материала олистостромов указывает, что эта кордильерная зона слагалась в основном мезозойскими и отчасти нижнепалеогеновыми породами Гагрско-Джавской зоны, а начиная от р. Арагви и восточнее — также породами доюрского кристаллического фундамента (рис. 2). Она являлась основным поставщиком терригенного материала не только в палеогене, но, по-видимому, и в меловом периоде.

Кордильерная зона, ныне полностью перекрытая флишевым надвигом, сформировалась, должно быть, в результате чегемской (батской) профазы и существовала до позднего эоцена включительно.

Что же касается генезиса олистостромов, следует отметить, что для их образования наряду с катастрофическими явлениями необходимо было наличие расчлененного рельефа в виде утёсов и Кордильер, основных поставщиков обломочного материала. Во второй половине позднего эоцена, в период проявления пиренейской фазы складчатости, в результате начала покровообразования происходило интенсивное разрушение Рачинско-Вандамской кордильерной зоны и перемещение дезинтегрируемого материала в южном направлении, в сторону эпиконтинентального бассейна, где вокруг Кордильер начали отлагаться олистостромы (рис. 2). Перемещения дезинтегрированного материала в область осадконакопления большей частью происходили с помощью тектонических движений и сопутствующих им обвално-оползневых процессов, указывающих на их тектоно-гравитационное происхождение.



Рис. 2. Палеогеографический профиль конца позднего эоцена.

1 — доальпийский кристаллический фундамент, 2 — нижнеюрско-ааленская песчано-сланцевая свита, 3 — байосская порфиритовая серия, 4 — верхнеюрские рифовые известняки, 5 — меловые известняки (фашия Гагско-Джавской зоны), 6 — апт – средний эоцен флишевые отложения, 7 — верхний эоцен нормально осадочные породы, 8 — верхний эоцен – флиш, 9 — олистостромы, 10 — разломы, 11 — направление перемещения кластического материала

Поступление грубообломочного материала происходило не постепенно в течение длительного времени, а было связано с неоднократно повторяющимися кратковременными катастрофическими процессами (молниеносными в геологическом смысле), на что указывают резкие контакты брекчий с окружающими песчано-глинистыми отложениями, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно, не консолидированный осадок.

Олистостромы, несмотря на их сильную тектоническую переработку и шарьирование на большие расстояния (20–50 км), дают ценную информацию о палеогеографии и тектонических, в том числе и катастрофических, явлениях, имевших место во второй половине позднего эоцена. Надо предполагать, что именно в конце позднего эоцена Аравийская плита откололась от Африканской и начала свое движение к северу, в результате чего Закавказская микроплита раскололась на Восточно-Черноморскую и Южно-Каспийскую (Хаин, 1994).

Сравнивая событийные отложения циклически (темпеститы, турбидиты) и хаотически (олистостромы, дикий флиш) построенных образований, можно констатировать, что они по структуре и литологическому составу резко отличаются друг от друга, хотя схожи по генезису, являясь продуктами катастрофических явлений разного масштаба и силы. Если темпеститы и турбидиты являются продуктами одноразовых и очень кратковременных катастрофических проявлений, то олистостромы и дикий флиш часто образовывались в результате повторяющихся катастрофических явлений, таким образом, их формирование во времени длилось дольше, хотя по геологическим меркам оно тоже является кратковременным. Даже при больших мощностях стратиграфический диапазон их накопления является чрезмерно малым (Леонов, 1981).

Олистостромы и дикий флиш интересны и тем, что являются своеобразными маркирующими образованиями, позволяющими установить время и длительность проявления пиренейской фазы складчатости и именно так дающими возможность корреляции тектонических движений, в том числе и катастрофических явлений как в Альпийской складчатой системе, так и за ее пределами (Майсадзе, 1984).

В заключение следует отметить, что классификация событийных отложений, по нашему мнению, должна производиться с учетом степени силы и масштаба проявления тех катастрофических явлений, которые формируют эти отложения. С этой точки зрения, событийные хаотические отложения (олистостромы, дикий флиш) являются образованиями более высокого порядка, чем аналогичные отложения ритмически построенных образований (темпеститы, турбидиты).

Литература

Зейлахер А. Событийная седиментация. Известковые и кварцево-песчаные темпеститы // Циклическая и событийная седиментация. М.: Недра, 1985. С. 161–173.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 344. М.: Наука, 1981. 172 с.

Майсадзе Ф.Д. О новопиренейской складчатости на Кавказе // Изв. АН СССР, сер. геол. 7. 1984. С. 148–152.

Майсадзе Ф.Д. О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1994. 2, 1. С. 95–102.

Хаин В.Е. Краткий комментарий к статье Ф.Д. Майсадзе // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1994. 2, 1. С. 101–102.

Циклическая и событийная седиментация. М.: Недра, 1985. 501 с.

Kaufman F. Emmen and Schlierengenden. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lief. 1889. 24 p.

Maisadze F. Principal Stages in the Geologic History of Georgia in the Paleogene // Stratigraphy and Geological Correlation. 1998. V. 6, 3. P. 303–313.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ЭМПИРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УГЛЯ

В.П. Макаров

Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, litolog@msgpa.ru

Изучение свойств угля имеет длительную историю и уходит своими корнями ещё в XIX век. За это время были выявлены основные свойства угля, особенности его распространения и условий образования; разработаны технологические принципы классификации углей, геолого-генетические признаки образования углей, позволившие связать исходную основу углей с продуктами преобразования растительных сообществ.

Эти результаты, полученные в основном в довоенное время (в СССР прежде всего благодаря работам И.И. Аммосова, Ю.А. Жемчужникова и др. углегеологов), в настоящее время не претерпели существенных изменений, что в целом говорит об определённом застое в угольной геологии. В то же время детально не изучены особенности связей между составляющими уголь элементами, а также компонентами технологических анализов.

Исходя из этого, была сделана попытка ретроспективного изучения связей между компонентами «элементарного» анализа. В первую очередь изучались связи $C - H$ ($X - Y$) и $C - O$ с целью оценки концентраций элементов в источниках, из которых они поступают.

Для работы использованы результаты анализов, взятые из литературных источников. Всего собраны данные по 3300 пробам. По битумам собраны анализы по 300 пробам. Из этих же источников заимствован и мацеральный состав.

Методически работа осуществлялась путём построения корреляционных уравнений вида $H = aC + A$ и $O = bC + B$; далее по параметрам a и A , b и B строились компенсационные диаграммы по возможности по отдельным регионам, чтобы можно было бы строить диаграммы бикомпенсации (Макаров, 2006). Интерпретация компенсационных диаграмм проводилась на основе известных разработок (Макаров, 2006). Определённую трудность представляла операция по созданию индивидуальных выборок для построения диаграмм. Главное препятствие — отсутствие достаточного количества материала по конкретным объектам.

Связи вида $Y = aX + A$

Здесь X и Y — содержание химических элементов в углях. В результате проведённых построений были выявлены зависимости вида $H = aC + A$ и $O = bC + B$. Для первой зависимости выделены 264 индивидуальные выборки, объединяющие 1900 проб (57 % от общего количества проб); для зависимости $O = bC + B$ — 132 индивидуальные выборки из 1161 пробы (35 %).

На рис. 1 показано распределение параметров уравнения $H = aC + A$ по пластам. В верхней строке отражены обозначения угольных пластов Центрального Донбасса (Геолого-химическая..., 1937). Поскольку рассматриваются два параметра, то получились две зависимости, симметричные относительно друг друга, но эта симметричность не несёт какой-либо нагрузки.

Физический смысл параметров a и b не ясен. Анализ литературы показал отсутствие работ по детальному исследованию диаграмм этого типа, хотя зависимости эти широко упоминались во многих работах, например (Мазор, 1985). Все они ограничиваются качественными выводами типа: «...с этим связано уменьшение содержания в органической массе кислорода и водорода и накопление углерода» (Голицын и др., 1970, с. 102).

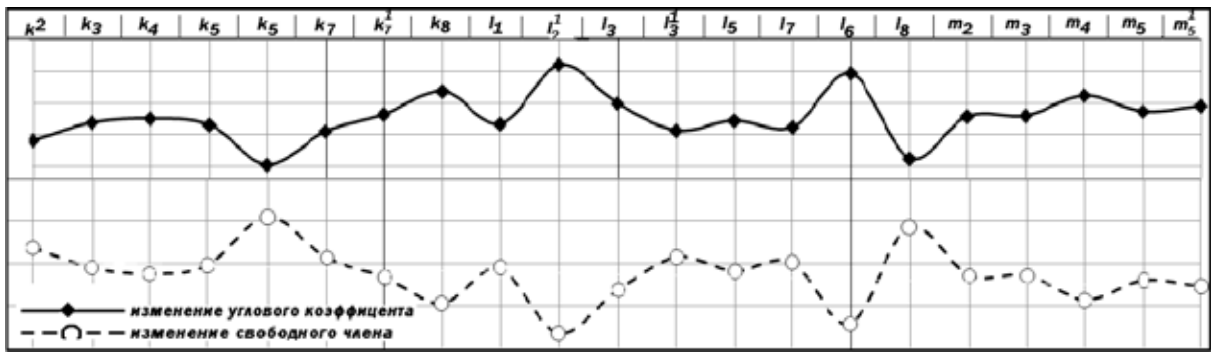


Рис. 1. Распределение параметров a и A из уравнения $H=aC + A$

Современное состояние углехимии не позволяет дать убедительную трактовку выявленным закономерностям. Ясно только, что концентрации химических элементов, содержащихся в углях и слагающих физико-химические системы, полностью зависят от таких параметров, как температура и давление среды в момент формирования этой системы. Другими словами, значения параметров a и b уравнений вида $H=aC+A$ и $O=bC+V$ могут отражать значения этих параметров системы.

Уравнения компенсации

Каждое из уравнений, описывающих распределение элементов в индивидуальных выборках, характеризуется двумя параметрами — a, A (b, V), — которые можно рассматривать как координаты в некотором фазовом пространстве. Если индивидуальные уравнения проходят через единственную точку с координатами C_{O_2} и H_{O_2} , называемую точкой кроссовера, то эти точки в упомянутом фазовом пространстве описываются уравнением вида $A=-C_{O_2}a+H_{O_2}$, а уравнение называется уравнением компенсации (Макаров, 2006). Значения C_{O_2} и H_{O_2} отражают состав угольной фазы в одном из источников уровня № 2.

Учитывая эти соображения, по известным уравнениям индивидуальных выборок были построены компенсационные диаграммы, графические представления которых показаны на рис. 2. Распределение точек на этих диаграммах описываются уравнениями $A=-ga+G$, где $g=C_{O_2}$ и $G=H_{O_2}$. График рис. 2А построен по 294 индивидуальным выборкам, содержащим 2100 проб (64 % от общего объема проб), а рис. 2Б — 139 выборкам по 1200 пробам (36 %).

На рис. 2А достаточно четко отделяются каменные угли (86 %) от бурых (14 % проб), причём эмпирические типы каменных углей (длиннопламенные, газовые и пр.) на диаграмме не выделяются (рис. 2Б). Это различие проявляется и в составе протовещества (протоугля) этих углей. Согласно рис. 2А составы каменных углей являются продуктами преобразования некоторого протовещества общего состава $C_{O_2}=87,15\%$ и $H_{O_2}=5,34\%$ (подстрочная цифра 2 соответствует обозначению источника уровня 2).

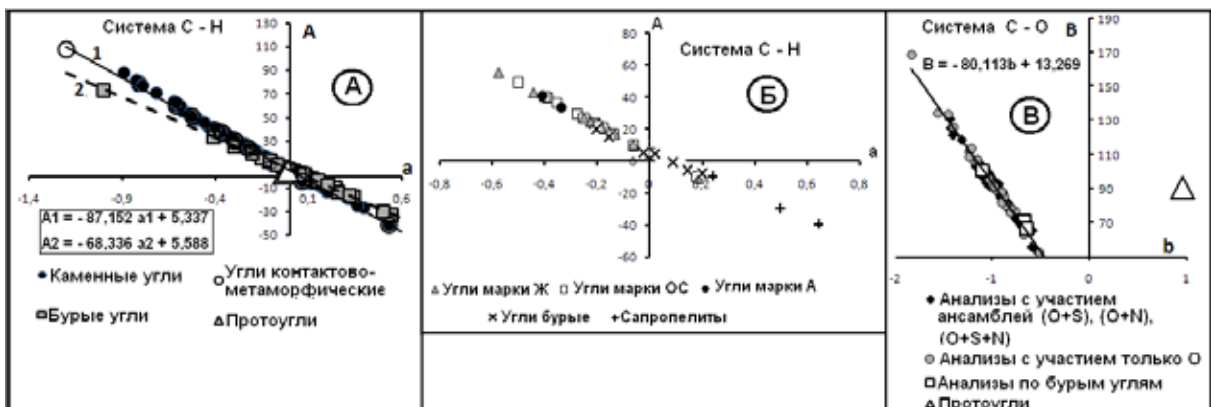


Рис. 2. Компенсационные диаграммы в системах $C - H$ и $C - O$

Состав бурых углей формировался в результате преобразования протоугля, содержащего $C_{o_2}=80,12\%$; $H_{o_2}=5,34\%$.

Выделены угли (рис. 2А), подвергшиеся контактово-метаморфическим преобразованиям (Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород, 1975). Все они ложатся на общую линию каменных углей, не выходя за её пределы. Поскольку каменные угли являются продуктами регионального метаморфизма (Голицын и др., 1970; Мазор, 1985), то диаграмма фиксирует отсутствие между ними принципиального различия. Основное различие заключается только в масштабах протекания процесса; законы, управляющие ими, одни и те же.

На рис. 2В показано распределение точек в системе (С – О). Отмечены точки с анализами чистого кислорода. Остальные точки — это анализы с ансамблями (О+Н), (О+S), (О+N+S). Все материалы свидетельствуют об отсутствии различий между этими формами кислорода. Вероятной причиной этого является остаточный характер анализов этих элементов, т.е. они определены как разность суммы концентраций остальных элементов от 100 %.

На диаграмме рис. 2В показаны также положения точек бурых углей. Они ничем не выделяются. Следовательно, особенностью этого рисунка является отсутствие буроугольной составляющей, говоря и об отсутствии различий между формами угля по содержанию кислорода в источнике протовещества. Для обоих типов углей протовещество имеет состав $C_{o_2}=80,12\%$ и $O_{o_2}=13,27\%$.

Уравнения бикомпенсации

Таким образом, выделяются два семейства углей — семейство каменных и семейство бурых углей — независимых друг от друга по условиям образования. Можно рассмотреть частные семейства (или подсемейства), приписываемые к конкретным регионам.

Каждое подсемейство характеризуется парой чисел (g, G), играющих роль координаты точки в соответствующем фазовом пространстве и позволяющих объединить их через линейное уравнение первого порядка. Эти уравнения, в случае своего существования, названы нами уравнениями бикомпенсации, а множество прямых линий, обобщаемых этим уравнением, — надсемейством. Параметры уравнений бикомпенсации характеризует свойство источника вещества уровня 3. На рис. 3 приведены диаграммы бикомпенсации, на которых выделяются 4 надсемейства. Номера этих надсемейств приведены там же. Наиболее значимо надсемейство 1 (12 подсемейств), включающее месторождения каменных углей основных регионов СССР. В этом же надсемействе находятся подсистемы углей термально-метаморфизованных (белый кружок на рис. 3). Надсемейство 2 объединяет преимущественно буроугольные месторождения (9 подсистем). Надсемейство 3 можно назвать проблематичным, поскольку оно выделено по очень малому (3 шт.) количеству точек. В надсемейство 4 попадает только один регион — Ленский бассейн. Отдельно от «угольных» точек расположены точки, характеризующие составы битумов. Каждое надсемейство описывается своим уравнением бикомпенсации вида $G=a*g+A^*$. Для иллюстрации параметры уравнений, описывающих

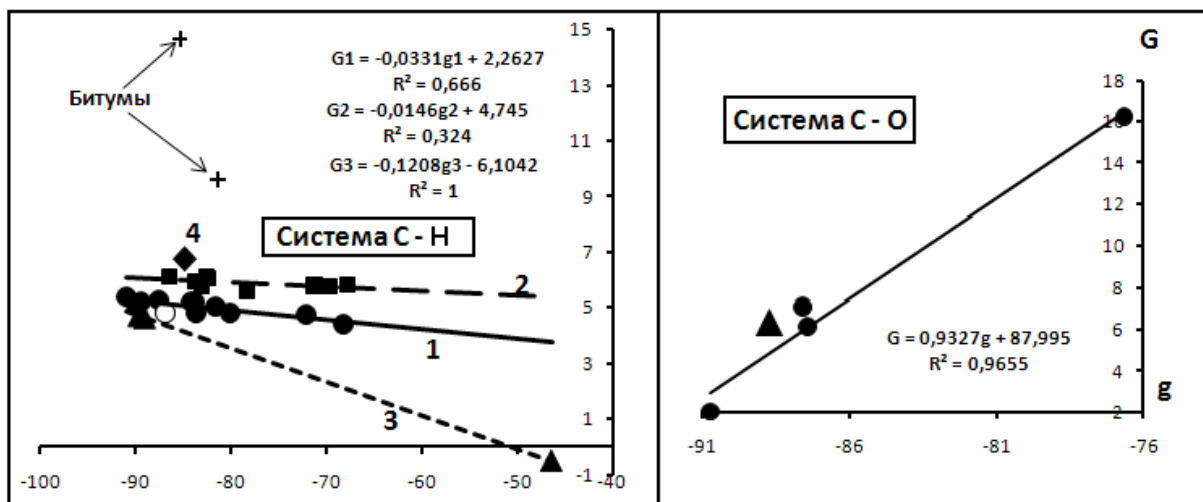


Рис. 3. Диаграммы бикомпенсации в системах С – Н и С – О

данные надсемейства, вынесены на диаграмме рис. 2 — это крупные треугольники. По своему содержанию эти уравнения тождественны уравнениям индивидуальных выборок. Таким образом, уравнения для надсемейств — это бароизотермы (?); они отражают физико-химические условия (?) в источниках вещества.

Что же касается надсемейства в системе С – О, то его параметры резко отличаются от параметров линейных уравнений индивидуальных выборок. Это, видимо, свидетельствует о том, что условия формирования О праугля резко отличаются от условий образования его в ископаемых углях в системе С – Н.

Уравнение трикомпенсации

В системе С – Н появилось несколько бикомпенсационных уравнений, к которым применимы рассуждения, использованные для уравнений индивидуальных выборок, т.е. по параметрам этих индивидуальных уравнений допустимо построение «компенсационных» уравнений. Понятно, что параметры этого уравнения будут характеризовать состав праугля уровня глубинности № 4. Диаграмма, характеризующая эти уравнения, приведена на рис. 4. Уравнение прямой трикомпенсации имеет вид $A^* = (C_{o4})a^* + (H_{o4})$. Параметры уравнений имеют значения $C_{o4} = 100,04\%$ и $H_{o4} = 5,92\%$.

Подытоживая полученные результаты, можно оценить состав каменного праугля в источнике № 2: $C_{o2} = 80,12\%$; $H_{o2} = 5,34\%$; $O_{o2} = 13,27\%$.

Физические свойства каменного праугля характеризуются величинами: $d = 1,751 \text{ г/см}^3$; $R_{\text{max}}^o = 7,13$. Из этого праугля может быть получено: масел — 29,3 %; смол — 38,3 %; асфальтенов — 31,5 %. В буром праугле содержится $C_{o2} = 68,34\%$ и $H_{o2} = 5,59\%$.

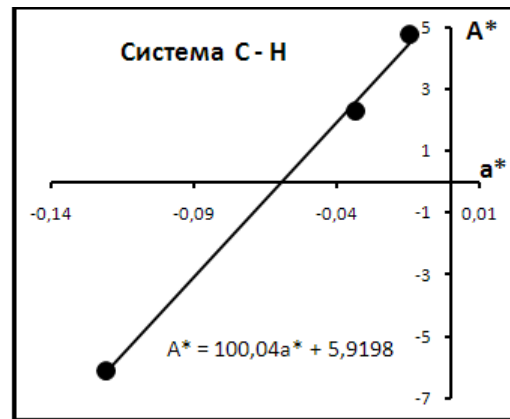


Рис. 4. Диаграмма трикомпенсации для системы С - Н

Литература

Геолого-химическая карта Донбасса. Вып. II. Каталог углей Центрального и Постышевского (б. Гришинского) районов. Харьков: ОНТИ, 1937.

Метаморфизм каустобиолитов Карагандинского бассейна. М.: Наука, 1970. 135 с.

Мазор Ю.Р. Закономерности и геологические причины преобразования углей. Дисс... докт. геол.-минер. наук. 1985. Фонды МГУ.

Макаров В.П. Явление компенсации — новый вид связи между геологическими явлениями // Матлы I Международной научно-практической конференции «Становление современной науки – 2006». Т. 10. Днепропетровск: Наука и образование, 2006. С. 85–115. <http://www.lithology.ru/node/817>; http://www.rusnauka.com/CCN/Geographia/7_makarov.doc.htm.

Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. 255 с.

ОСОБЕННОСТИ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ КОМПОНЕНТАМИ МАЦЕРАЛЬНЫХ ГРУПП УГЛЕЙ

В.П. Макаров

Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, litolog@msgpa.ru

Несмотря на длительное изучение углей и зависимости состава угля от температуры и давления, строгих методов определения Т и Р их образования нет. Отсюда же и разноречивость в значениях этих параметров (Голицын и др., 1970). Обычно для этих целей используется эмпирическая зависимость показателя отражения витринита (R_o) от температуры (И.И. Амосов), не имеющая, однако, теоретического обоснования и противоречащая законам физики; по атомным отношениям Н/С; концентрации водорода; плотности, описанным в (Метаморфизм углей...,

1975). К тому же некоторые исследователи (Романова и др., 1987) вообще сомневаются в значимости величины R_0 в оценке условий углеобразования.

На основе этого анализа была сделана попытка ретроспективного изучения связей между компонентами мацерального состава углей по опубликованным литературным данным.

К основным параметрам, характеризующим вещественный состав угля, относятся микрокомпонентный (мацеральный) состав и литогенетический тип угля. В гумолитах выделяют основные литогенетические типы угля — витрен, кларен, дюрен, фюзен и переходные — дюрено-кларен, кларено-дюрен; в сапропелитах — богхед и кеннель и переходные — богхед-кеннели и кеннель-богхеды. В опубликованной литературе в основном приводится мацеральный состав, включающий группы витринита (Vt), семивитринита (Sv), инертинита (I) и липтинита (Lt, часто лейптинит). В каждую из них входят по несколько угольных минералов (Романова и др., 1987), но в практических исследованиях они выделяются редко. Во многих работах не выделяется и семивитринит. Кроме того, часто вместо инертинита фигурирует фюзинит (F), который и взят за основу при обозначении выборки. Всего по ним собрано 1050 проб, по которым достаточно хорошо выявлены некоторые особенности связей между микрокомпонентами.

Система Vt – F

Наиболее полно изученная система. Всего создано 66 индивидуальных выборок общим объемом 704 проб (70 % от общего количества). Примеры связи между компонентами приведены на рис. 1. Между компонентами отчетливо отмечается линейная связь, характерная фактически для всех изученных объектов. Приуроченность отдельных видов этой связи к конкретным месторождениям не отмечается, можно только говорить о преобладающей приуроченности. Так, на рис. 1Б (по данным (Геология месторождений угля и горючих сланцев, 1978)) выявлена следующая градация: месторождения Западно-Тугровское, Яхлинское, Сыморьянское — линия 1, Умыштинское, Ловинское — 2, Тальниковское — 1, 2, 3; Лазоревское — 1, 2. На рис. 2 приведена компенсационная диаграмма по уравнению $F=A Vt+B$. На диаграмме отчетливо выделяются три семейства, из них более достоверны семейства 1 и 2; четвертое семейство выделено слабо; пятое семейство выделено только по трём точкам. Мацеральный состав протоуглей представлен в таблице.

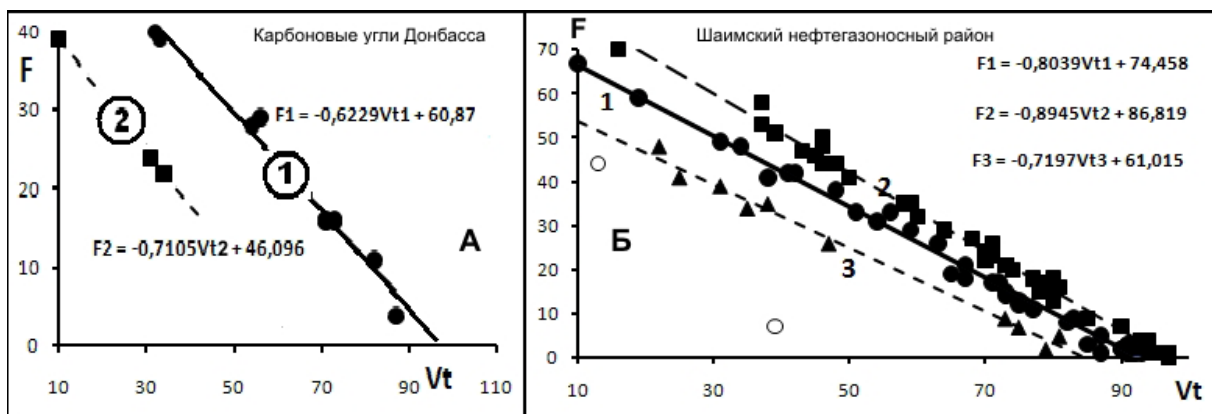


Рис. 1. Характер связи между витринитами и фюзинитами (инертинитами)

Прочие системы

Сюда отнесены системы Vt – Sv и Vt – Lt. Системы изучены слабо в основном из-за низких концентраций липтинита и семивитринита. Данные о последнем в ряде случаев не приводятся.

В системе Vt – Sv выявлены 15 выборок общим объемом 143 пробы (20,9 % от объема системы Vt – F или 13 % от общего объема). Типы распределений приведены на рис. 3. На рис. 3А приведено типичное распределение точек для Балахонской серии Кузбасса (по данным (Геология месторождений..., 1963)); на рис. 3Б — несколько диаграмм с участием семивитринита, фюзинита и липтинита (по данным (Геология месторождений..., 1969)); на рис. 3В — компенсационная диаграмма для системы Vt – Sv. На диаграммах видно, во-первых, что взаимоотношение витринита и семивитринита имеет линейный и обратный характер, во-вторых, выделяются два

Мацеральный состав протоугля

| №№ семейства | Состав протоугля | | R ² | кол-во выборок | % выборок |
|--------------|------------------|--------|----------------|----------------|-----------|
| | Vt | F(I) | | | |
| 1(!) | 82,62 | 6,06 | 0,9785 | 28 | 44,44 |
| 2(!) | 83,195 | 12,72 | 0,9885 | 24 | 38,10 |
| 3 | 85,81 | -11,66 | 0,9897 | 5 | 7,9 |
| 4(?) | 76,68 | 29,42 | 0,9716 | 3 | 4,76 |

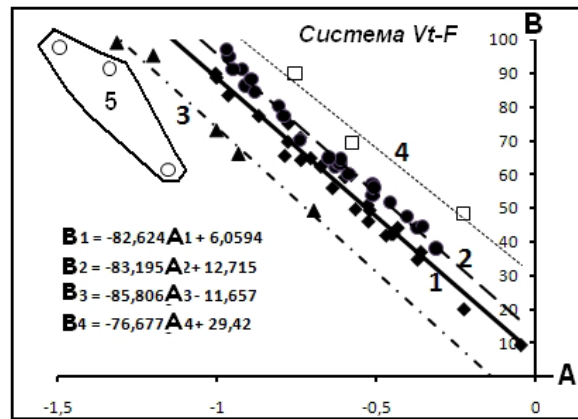


Рис. 2. Компенсационная диаграмма для связи Vt – F

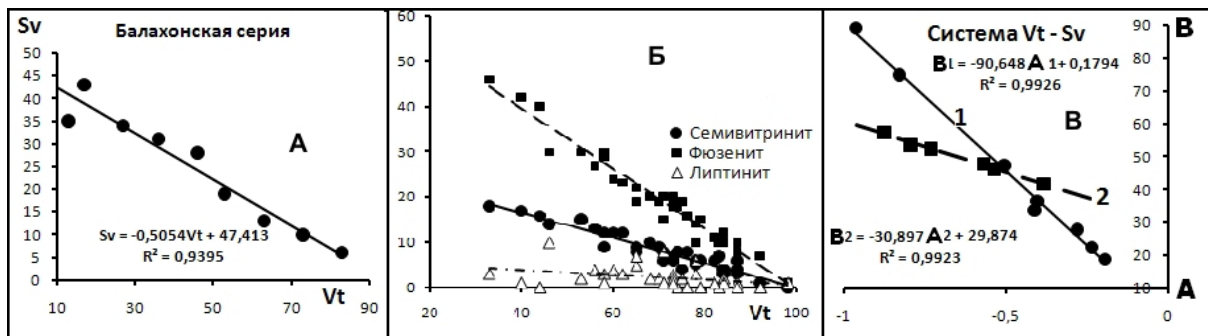


Рис. 3. Распределение точек в системе Vt – Sv

семейства индивидуальных выборок, но чёткой привязки их к конкретным регионам нет. Тогда в протоуглях семейство 1 (57,14 %) сложено V — 90,65 %, Sv — 0,18 %; семейство 2 (42,86 %): Vt — 30,90 %, Sv — 29,87 %.

На рис. 4 показано распределение точек в системе Sv – F, отмечается согласованное изменение концентраций семивитринита и фюзинита. Это может быть обусловлено образованием их в едином процессе.

В системе Vt – Lt выделено только 8 индивидуальных выборок объёмом 67 проб (9,5 % от объёма системы Vt – F или 6,4 % от общего объёма). Примеры распределений точек показаны на рис. 5. На рис. 5А — распределение точек в карбоновых углях Донбасса (по данным (Геология месторождений..., 1963)); на рис. 5Б — компенсационная диаграмма по уравнению $Lt = AVt + B$; выделяется только одно семейство, скорее всего, из-за малого количества проб. Отдельные точки на диаграмме (квадратики и треугольнички), возможно, являются зародышами других семейств. В целом в этой разновидности протоугля содержится 87,93 % витринита, содержание Lt близко к нулю.

Таким образом, главной особенностью мацерального состава является практически строгая линейная связь между компонентами этого состава.

Интерпретация этих особенностей — достаточно сложная проблема, хотя качественно они понятны. Одной из трудностей интерпретации является неоднозначность природы витринитов. По (Веселовский, 1963), витринит бурых углей — в основном гумусовые вещества, каменных углей — антракоид, антрацитов — карбоид. Карбоидом является и фюзинит.

Прямая связь семивитринита с фюзинитом объяснима тем, что семивитринит — промежуточное

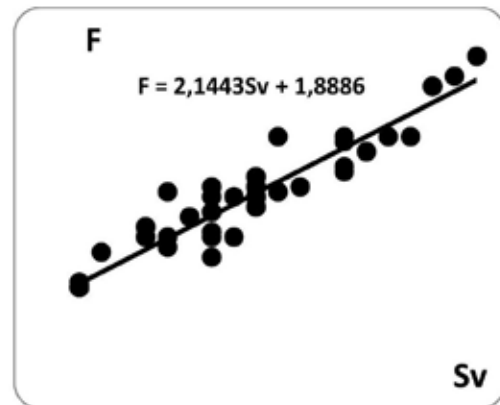


Рис. 4. Поведение точек в системе Sv – F

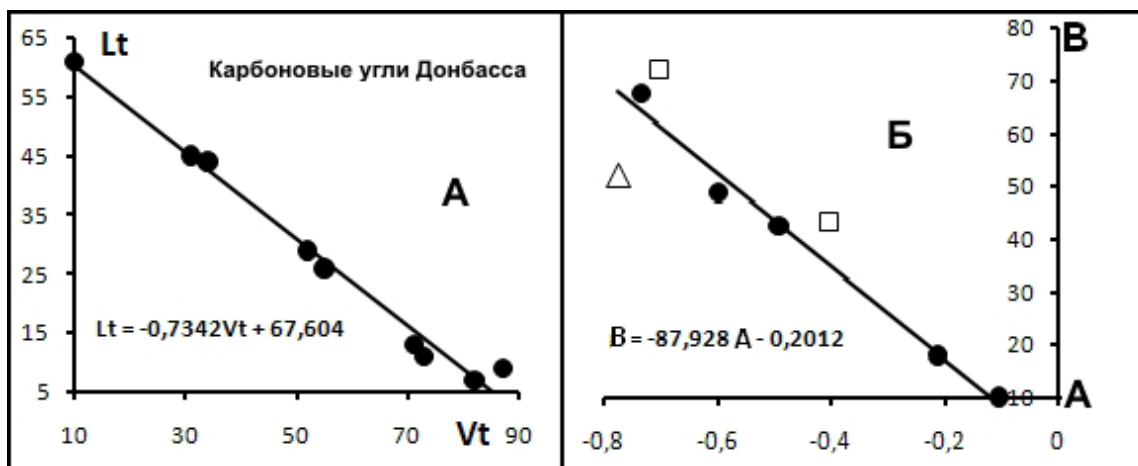


Рис. 5. Распределение точек в системе Vt – Lt

звено между витринитом и фюзинитом, а значит, образуется, возможно, за счёт разложения витринитового антракоида и преобразования его в карбоид.

Не совсем ясна обратная связь липтинитов с витринитом. Липтиниты (Веселовский, 1963) — это керогены, переходящие в конечном счёте в карбоиды. Характер связи липтинитов с витринитами говорит о наличии реакции замещения, но её механизм непонятен, поскольку керогены в природе более стойкие вещества. Но видимо этот механизм и создаёт видимость реакции замещения: антракоид витринита разрушается быстрее, чем разрушается кероген.

Выявленные особенности мацерального состава хорошо объяснимы в предположении наличия механизма смешения. Механизм смешения заключается в том, что происходит замещение одного компонента другим за счёт химических взаимодействий между ними. Скорее всего, реакция замещения идёт за счёт разрушения витринита-антракоида с образованием при этом фюзенита. Этот процесс обычно называется фюзенизацией.

В литературе принято представление о термальном метаморфизме угля. В таком случае разрушение идёт за счёт термического разложения витринита так, как в промышленности происходит процесс полукоксования. Согласно В.С. Веселовскому (1963), «антракоиды при метаморфизме превращаются в карбоиды и связаны с ними постепенными переходами». Это и фиксируют полученные диаграммы. Но в количественном плане много неясного, поскольку неясен механизм замещения антракоида карбоидом. Действительно, эти замещения описываются уравнениями одного вида, но они отличаются разными количественными параметрами, которые должны быть интерпретированы на основе механизма замещения.

Литература

- Веселовский В.С. Испытание горючих ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 410 с.
 Геология месторождений угля и горючих сланцев. Том 1. М.: Гостехиздат, 1963. 1210 с.
 Геология месторождений угля и горючих сланцев. Т. 7. Кузнецкий, Горловский бассейны и другие угольные месторождения Западной Сибири. М.: Недра, 1969. 912 с.
 Геология месторождений угля и горючих сланцев. Том 12. Сводные данные по угольным бассейнам и месторождениям. М.: Недра, 1978.
 Голицын М.В., Козлова Л.Е., Кузнецова А.А. Метаморфизм каустобиолитов Карагандинского бассейна. М.: Наука, 1970. 135 с.
 Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. 255 с.
 Романова О.Д., Аронскинд В.П., Кошечая Л.А. Петрология ископаемых углей. М.: Недра, 1987. 181 с.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МИКРОБИАЛИТЫ И ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЕ**С.Ю. Маленкина***Геологический институт РАН, Москва, maleo@mail.ru*

Микробиалиты — органоседиментационные структуры, связанные с жизнедеятельностью микробов, являющиеся результатом их взаимодействия с окружающей средой и возникшие в результате органоминерализации. Термин органоминерализация включает в себя «микробиально индуцированную» (активное взаимодействие со средой с помощью метаболизма) и «микробиально опосредованную» (пассивную минерализацию органического вещества) (Burne, Moore, 1987; Dupraz et al., 2009). Формирование микробиальных карбонатов, фосфатов и некоторых других осадков связано с наличием микроскопических организмов, таких как бактерии, грибки, мелкие водоросли и простейшие, но также требуется благоприятное насыщение среды карбонатом кальция, фосфатами и другими веществами. Ключевыми организмами, участвующими в образовании, являются бактерии и цианобактерии, которые процветают в мелководных и насыщенных кислородом средах. Метаболические процессы, такие как цианобактериальный фотосинтез и восстановление сульфатов (сульфатредукция) другими гетеротрофными бактериями, а также наличие некоторых внеклеточных полимерных веществ, могут увеличить щелочность и стимулировать осаждение карбоната (Riding, 2011), а также в ряде случаев — фосфата кальция. Сообщества, создающие микробиальные осадки, формируют тонкие микробиальные пленки или более сложные маты и порождают определенные осадочные структуры (Stolz, 2000). Микробиальные маты очень разнообразны и формируются тремя основными процессами: захватом частиц осадка, связыванием осадочного материала, осаждением минералов (Burne, Moore, 1987; Riding, 2011). Эти процессы приводят к структурам ранней литификации, которые могут быть подразделены на три главные категории микробиалитов: строматолиты (Kalkowski 1908), тромболиты (Aitken, 1967) и лейолиты (Braga et al., 1995). Кроме того, существуют онколиты (онкоиды), округлые слоистые, но лишённые связи с субстратом, рассматриваемые в последнее время как частный случай строматолитов (Riding, 2011), а также дендролиты с кустообразной древовидной текстурой, образованные избирательным микробиальным осаждением. Большинство микробиалитов можно отнести к одной из этих категорий, основываясь на макро- и микроскопических признаках. Строматолиты характеризуются слоистыми макротекстурами. Индивидуальные ламины внутри строматолитов порождаются динамическим равновесием между периодами частых аккреций осадка (преимущественно представленных вертикально ориентированными нитчатыми цианобактериями, которые улавливают и связывают отложения) и прерывистой литификацией цианобактериальных матов, характеризуемой формированием латерально протягивающихся слоев микрита в поверхностных биопленках (Reid et al., 2000). В противоположность этому сгустковая текстура тромболитов интерпретируется либо как состоящая из дискретных колоний или форм роста преимущественно коккоидных сообществ (Kennard, James, 1986), либо как комплекс нерегулярных агглютинаций, микробиальной органоминерализации, скелетных инкрустаций и эрозионных процессов (Braga et al., 1995). Лейолиты имеют массивную текстуру без сгустков или ламинации и могут диагностироваться в основном в парагенезе с остальными типами. Эти три конечных члена микробиалитов отражают широкий диапазон микроструктур, включающий микрпеллоидную, плотную микривую или агглютинированную структуры, и могут проявляться в различных переходных фазах.

Имеющиеся литературные данные по **мезозойским микробиалитам** в России крайне скудны и насчитывают не более двух десятков публикаций, несмотря на то, что в зарубежной литературе существует довольно обширная литература по ним, и в последнее время ее количество резко растет. Есть все основания полагать, что они не так уж редки и у нас, но просто не были замечены другими специалистами и не описаны ранее из-за того, что до настоящего времени практически не изучались в нашей стране. Возможно, это связано с недооценкой их значения, поскольку фанерозойские строматолиты обычно не используются для расчленения и корреляции разрезов, в отличие от докембрийских. После первой находки фосфатных

строматолитов, сделанной В.Н. Силантьевым в Приуралье (Силантьев, 1989), лишь конце 2007 года впервые в пределах Московской синеклизы при исследовании стройплощадки на Цветном бульваре в Москве в отложениях верхнего келловья – оксфорда нами были выявлены разнообразные желваковые и пластовые карбонатные, фосфатно-карбонатные и карбонатно-глауконитовые строматолитовые постройки. Позже они наблюдались и в других точках в Москве, в Подмосковье, по р. Унжа (Костромская обл.) (Маленкина, 2011). Состав построек чаще карбонатный, но бывают также железистые, глауконитовые и фосфатные. Они образуют как одиночные тела разнообразной формы и размеров, так и многочисленные скопления, по морфологии выделяются пластообразные, линзовидные, куполовидные и округло-шаровидные постройки. Кроме того, наши последние исследования различных юрских конкреций Русской плиты (из разрезов Москвы, Московской, Костромской, Нижегородской и Оренбургской областей) выявили, что часть из них имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение, другие, вероятно, являются тромболитами (преимущественно фосфатные и карбонатно-фосфатные), в келловейских и нижнеоксфордских отложениях широко распространены так называемые железистые оолиты (с подчиненными количествами фосфата), фактически являющиеся онколитами. Ревизия ранее изученных верхнемеловых фосфатных конкреций и микроконкреций Воронежской антеклизы показала аналогичную картину, там тоже встречаются онколиты, тромболиты, реже строматолиты (рис. 1-1, 1-2, 1-4).

Юрские **онколиты** представлены желто-бурыми ооидами (от долей миллиметра до 2 мм) с тонкопереслаивающимися концентрическими слоями (ламинами) карбонатного вещества, шамозита, гетита, гидрогетита с подчиненными количествами фосфата и кремнезема. Форма ооидов чаще всего овальная, реже сферическая, нередко неправильная, присутствуют также их фрагменты, обросшие новыми ламинами. Слои разной толщины (2–20 мкм), часто неравномерные с неровными границами. В толстых ламинах иногда наблюдаются скопления кристаллов гетита. Онколиты, являясь продуктом неприкрепленных к дну бентосных микробиальных сообществ, формировались в крайне мелководных обстановках близ поверхности раздела вода – осадок в изменчивых окислительно-восстановительных условиях при достаточно активном гидродинамическом режиме (Collin et al, 2005). В них наблюдается переслаивание светлых карбонатных слоев, осажденных цианобактериями, бурых железистых, отложенных железобактериями, а также шамозита, иногда фосфата и др., т.е. совершенно разных по составу и осаждавшихся в различных рН и Eh условиях. Это косвенно свидетельствует, что они могли формироваться одновременно в разных слоях (занятых различными бактериями) единого микробиального мата, а затем все это многократно повторялось. При этом из-за низких скоростей седиментации превалировали процессы микробиально индуцированного и микробиально опосредованного осаждения, а не улавливания и связывания осадка. Меловые (кампанские) онколиты (0,1–0,25 мм) представляют собой зерна, микроагрегаты, биодетрит, покрытые фосфатными пленками и многослойными оболочками (рис. 1-1, 1-2). Оболочки либо ядро некоторых онколитов сохраняют свое первичное, чаще коккоидное строение, они сложены скоплением псевдоморфоз по чехлам цианобактерий.

Тромболитами, вероятно, можно считать многие из юрских и меловых фосфатных и карбонатно-фосфатных конкреций, часто с отсутствием отчетливо выраженных макроструктур (рис. 1-3), обнаруживающих лишь при микроскопическом изучении явные слои нарастания, но не такие четкие и менее правильной формы, чем у строматолитов или онколитов. Ранее это считалось всего лишь признаком многостадийного роста конкреций. Кроме того, под микроскопом в них обычно можно обнаружить сгустковые микроструктуры (рис. 1-5). При этом они могут быть двух типов: либо нацело фосфатные (или частично карбонатные) микробиально минерализованные, образованные только осаждением микритовые, либо содержащие терригенные зерна, глауконит, пелоиды, биокласты и состоящие из неправильной формы сгустков и карманов между ними, переполненных терригенными зернами. Такие текстуры называют грубо агглютинированными и их структуру полагают возникающей в основном за счет улавливания крупных обломочных частиц внеклеточным полимерным матриксом и вертикальными нитями, которые могут включать в себя микроводоросли (Riding, 2011). В результате неравномерной агглютинации, микробиальной кальцификации, скелетных

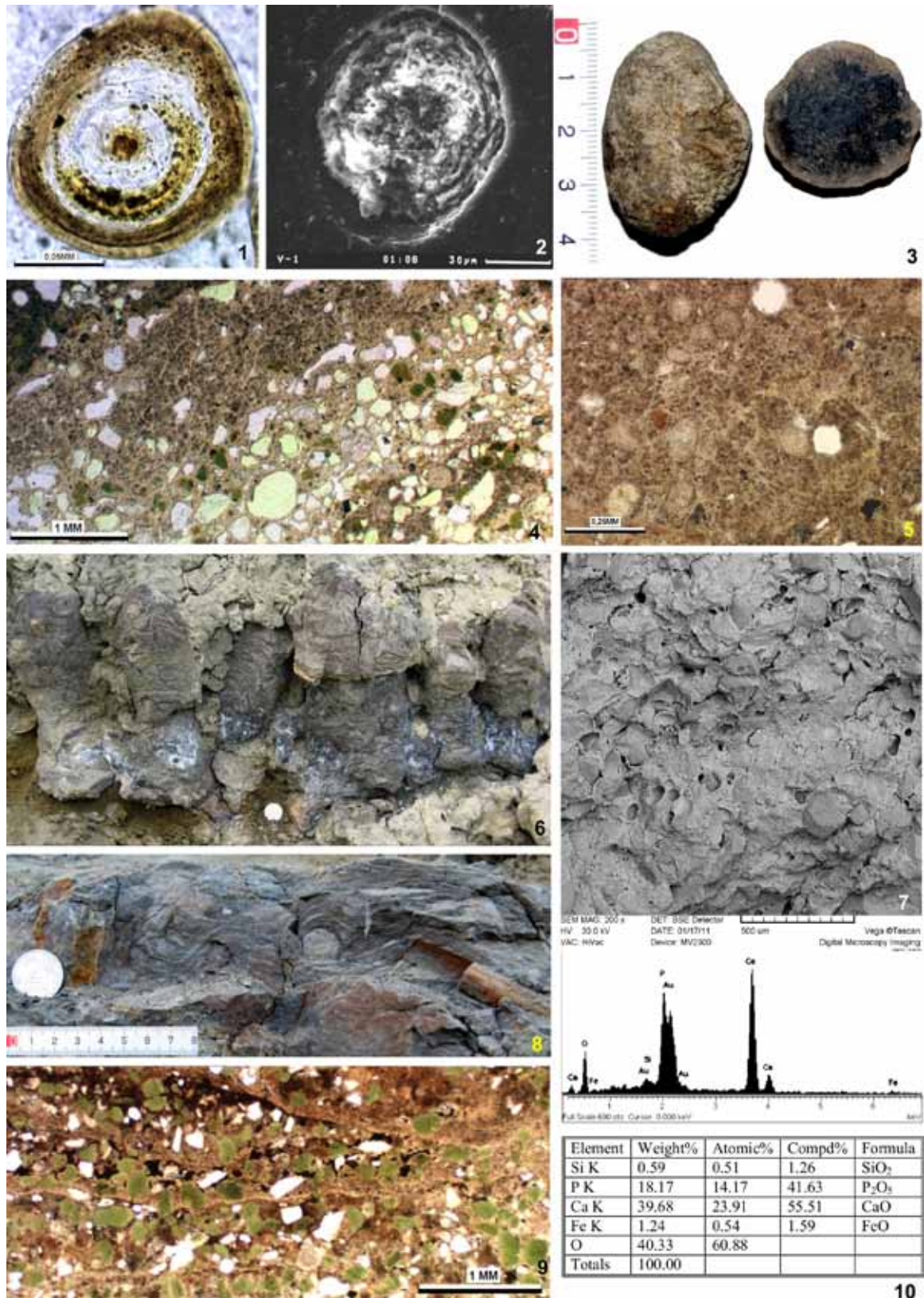


Рис. 1. Фосфатные мезозойские микробяллиты

1 – кампанский онколит Воронежской антеклизы (шлиф); 2 – кампанский онколит (СЭМ); 3 – оксфордские фосфоритовые конкреции со сгустковой текстурой (тромболиты); 4 – сеноманский строматолит Воронежской антеклизы (шлиф); 5 – оксфордский тромболит(шлиф); 6 – столбчатые строматолиты р.Сухой Песчанки; 7 – пластовый строматолит (СЭМ); 8 – пластовые строматолиты р.Сухой Песчанки; 9 – шлиф пластового строматолита (видны слойки); 10 – результаты микрозондового анализа фосфатного матрикса пластового строматолита

инкрустаций и эрозионных процессов (Braga et al., 1995) образуется своеобразная текстура, когда внутри зернистого микробиально литифицированного матрикса существуют неправильные полости, заполненные сцементированным терригенным осадком. Сгустки могут быть неправильной формы или удлиненные, от миллиметровых до сантиметровых размеров. Среди исследованных нами конкреций размерами от 3 до 15–20 см встречаются как микробиально кальцифицированные и/или фосфатизированные, так и грубо агглютинированные. Первые характеризуются макроскопической пелитоморфной текстурой со слабо заметной неоднородностью. Лишь под микроскопом заметна скрытокристаллическая сгустковая микроструктура, где сгустки подчеркнуты распределением тонкодисперсного органического вещества. Такие тонкозернистые структуры формируются гетеротрофной бактериальной кальцификацией (например, с помощью диссимиляционной сульфатредукции) внеклеточного матрикса и других клеточных продуктов (Riding, 2011). Для современных аналогов в Австралии (Шарк-Бей) и на Багамах типичны мелководные и крайне мелководные условия в зонах литорали и супралиторали. Тромболиты и лейолиты остаются в России самыми неизученными микробиалитами, хотя, возможно, и наиболее широко распространенными в мезозое.

Строматолиты долины р. Сухой Песчанки (50 км к западу от г. Соль-Илецка) были исследованы нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении. Впервые разрез описан еще Д.Н. Соколовым в 1906 г., но лишь в 1989 г. В.Н. Силантьевым данные образования были определены как столбчатые и пластовые строматолиты. Вплоть до 2007 г. это были единственные описанные в литературе юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы. Оба слоя залегают на песках келловоя в составе оксфорд-кимериджской фосфоритоносной пачки (2 м) (Силантьев, 1989). Пластовые постройки из нижнего оксфордского слоя субгоризонтальнослоистые, реже выпуклые вверх волнистые, мощностью 15–20 см (рис. 1-8). Строматолитовые постройки из киммериджского слоя относятся к столбчатым неветвящимся строматолитам, представляя собой субцилиндрические вертикальные столбики диаметром 5–20 см, высотой 20–35 см, расположенные на расстоянии 1–10 см один от другого (рис. 1-6). Они увенчаны пористыми грибовидными светло-серыми «шапочками». Эти постройки высотой 3–10 см, с комковато-слоистой текстурой, со сверлениями и вертикальными бороздками являются грубо агглютинированными тромболитами (по Riding, 2011). Оба слоя строматолитов прослеживаются на десятки метров и переполнены различной макрофауной с карбонатным скелетом и фосфатными ядрами. В промежутке между слоями во вмещающих породах содержатся округлые фосфоритовые желваки (1–12 см) обычно со слоистыми строматолитовыми текстурами, а выше верхнего — с комковатыми тромболитовыми. Сечения строматолитов с четкой слоистостью неравномерной толщины 0,1–1 см, подчеркнутой цветом слойков, темно- и светло-серых с коричневатым оттенком. Наблюдается микроритмичность: нижний ритм сложен светлым слойком (насыщенным спикулами губок и полупрозрачных зерен терригенной примеси), верхний — темным (за счет тонкодисперсной органики и железа), более плотным и с меньшей примесью (рис. 1-9). Они на 40–50 % сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом (карбонат-фторапатит) (рис. 1-7, 1-10), в различной степени ожелезненным и загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и терригенным материалом алевритовой и мелкозернистой размерности, среди которого преобладает глауконит (до 50 %) размером 0,05–0,2 мм. Среди биокластов присутствуют спикулы губок, скелетные элементы иглокожих, известковые водоросли, копролиты, реже планктон. При этом в пластовых строматолитах наблюдается более частая ламинация, что свидетельствует о меньших поставках терригенного материала. Все они могут быть классифицированы как грубозернистые строматолиты (Riding, 2011), сформированные в основном за счет захвата и связывания зерен и биокластов микробиальными матами, подобно багамским (остров Ли Стокинг) и австралийским строматолитам залива Шарк-Бей (Dupraz et al., 2009; Riding, 2011).

Реконструкции образования построек показаны ранее (Маленкина, 2011), поэтому рассмотрим процесс фосфатизации, происходивший в них. Слойки обоих слоев, а также тромболиты фосфатизировались, видимо, путем бактериально опосредованного осаждения аморфного фосфата кальция, которое происходило синседиментационно или во время самой ранней стадии диагенеза под живым нарастающим сверху матом сразу после деградации и

переработки органического вещества отмирающего микробияльного мата и захваченных распадающихся макрофаунистических остатков. Это увеличивало концентрацию фосфатов и других ионов в иловых водах, что приводило к пересыщению и осаждению аморфного вещества, в дальнейшем подвергавшегося раскristализации до микрокристаллитов и затем более крупных кристаллов франколита. Вероятно, этому также благоприятствовал жаркий аридный климат (способствовавший повышению концентрации фосфатов во время отлива), близость относительно глубоководной части бассейна (Прикаспийской синеклизы) и связь с открытым океаном, что способствовало периодическим береговым апвеллингам. Кроме того, некоторые микроорганизмы, такие как бактерии (*Eschericia*, *Bacillus*, *Flavobacterium* и *Pseudomonas*, сульфид-окисляющая *Thiomargarita namibiensis*), простейшие (например, *Vorticella*, *Opercularia* и *Epistylis*) и различные виды фитопланктона могут захватывать и концентрировать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов. Наличие больших количеств (6,6 %) полифосфатов было зарегистрировано в морских осадках с кислородной средой, где условия на границе раздела осадок – вода не способствуют использованию полифосфатов и они накапливаются, но в бескислородных условиях осадка ниже в нескольких сантиметрах уже происходит их использование в качестве источника энергии (Sannigrahi, 2005). Близкие процессы происходили и в других фосфатизированных микробиялитах.

Выводы

1. Среди мезозойских микробиялитов Русской плиты выявлены строматолиты, тромболиты и онколиты. Породообразующими организмами в рассмотренных микробияльных постройках являются преимущественно цианобактерии в сообществе с различными бактериями и в меньшей степени с водорослями.

2. Цианобактериальное сообщество представляет собой серию геохимических барьеров — окислительного, щелочного, сероводородного — в результате чего происходит последовательное осаждение различных минералов (Заварзин, 1987), образующих слои. Кроме того, помимо бактериального осаждения, происходит захват и связывание осадочного материала и остатков макрофауны, поступающих на поверхность бактериального мата.

3. Микробиялиты фосфатизировались, видимо, путем бактериально опосредованного осаждения аморфного фосфата кальция, который происходил синседиментационно или во время самой ранней стадии диагенеза под живым нарастающим сверху матом сразу после дегградации и переработки органического вещества отмирающего микробияльного мата и захваченных распадающихся макрофаунистических остатков.

4. Некоторые микроорганизмы, такие как бактерии (*Eschericia*, *Bacillus*, *Flavobacterium* и *Pseudomonas*, сульфид-окисляющая *Thiomargarita namibiensis*), простейшие (например, *Vorticella*, *Opercularia* и *Epistylis*) и некоторые виды фитопланктона могут запасать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов. Микроорганизмы, накапливающие полифосфаты, являются доминирующими при осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, поскольку это позволяет им хорошо переносить изменяющиеся условия.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00246.

Литература

- Заварзин Г.А. Особенности эволюции прокариот // Эволюция и биоценотические кризисы. М.: Наука, 1987. С. 144–158.
- Маленкина С.Ю. Осадочные процессы в юрских микробияльных сообществах Русской Плиты // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя boreальных районов: Материалы науч. сессии (18–22 апр. 2011 г.): в 2 т. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. Т. I. С. 157–162.
- Силантьев В.Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М., 1989. Т. 308, № 5. С. 1197–1199.
- Aitken J. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta // Journal of Sedimentary Petrology. 1967. V. 37. № 4. P. 1163–1178.
- Braga J., Martin J., Riding R. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain // Palaios. 1995. V. 10. № 4. P. 347–361.

- Burne R. and Moore L.* Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaios*. 1987. V. 2. № 3. P. 24–254.
- Collin P., Loreau J., and Courville P.* Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Calloviaian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France) // *Sedimentology*. 2005. V. 52. № 5. P. 969–985.
- Dupraz C., Reid R., Braissant O., Decho A., Norman R., Visscher P.* Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats // *Earth-Science Reviews*. 2009. V. 96. № 3. P. 141–162.
- Kalkowski E.* Oolith und Stromatolith in Norddeutschen Bundsandstein // *Deutsche geol. Gesell.*, 1908. V. 60. P. 68–125.
- Kennard J. and James N.* Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures // *Palaios*. 1986. V. 1. № 5. P. 492–503.
- Reid R., Visscher P., Decho A., Stolz J., Bebout B., Dupraz C., Macintyre I., Paerl H., Pinckney J., Prufert-Bebout L., Steppe T.F., Des Marais D.J.* The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites // *Nature*. 2000. V. 406. № 6799. P. 989–992.
- Riding R.* Microbialites, stromatolites, and thrombolites // *Encyclopedia of Geobiology*. Encyclopedia of Earth Science Series. Heidelberg. 2011. P. 635–654.
- Sannigrahi P., Ingall E.* Polyphosphates as a source of enhanced P fluxes in marine sediments overlain by anoxic waters: Evidence from P-31 NMR. *Geochemical Transactions*. 2005. V. 6(3). P. 52–59.
- Stolz J.* Structure of microbial mats and biofilms // *Microbial sediments*. Berlin: Springer-Verlag. 2000. P. 1–8.

БИОСФЕРНЫЕ РИТМЫ — АНСАМБЛИ ЭПОХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Ю.М. Малиновский

Геологический институт РАН, Москва, gablina@ilran.ru

Биосфера (биота, тропосфера, гидросфера и верхняя часть литосферы), несомненно, обладает гомеостазом, который может быть поддержан только с помощью ее автоколебаний. Ими служат биосферные ритмы (БР), запечатленные во всех толщах осадочных горных пород. БР фрактальны, асимметричны и состоят из двух фаз: углеродистой и кальциевой. Углеродистые фазы вступают резко и постепенно переходят в кальциевые. Существует целый спектр иерархически согласованных БР с периодами от года до 90 млн лет. С углеродистыми фазами крупных БР связаны ансамбли высокопродуктивных эпох и массовые вымирания (Малиновский, 2007, 2012).

Примером БР может служить известная триада: углеродистые толщи – карбонаты – соли (венд – кембрий Сибири, юра Предкавказья и др.).

БР формируются в результате перестроек циркуляции вод океана. Современный холодный океан стратифицирован преимущественно по температуре, а циркуляция глубинных вод происходит от полюсов к экватору. В теплом мезозойском океане, стратифицированном в итоге по солености, глубинные теплые воды повышенной солености двигались от экватора к полюсам. Стратификации формировались порциями, о чем свидетельствуют фанерозойские ритмокаскады фрактальных БР. Вступление углеродистых фаз БР часто инициировано падением космических тел. Смена стратификаций вод и климатические изменения происходят в автоколебательном режиме: предельное развитие теплого океана — причина смены его холодным и наоборот. Биосфера для иерархического согласования своих ритмов использует космическое расписание. Автоколебательный механизм гомеостаза биосферы служит причиной как великих оледенений, массовых вымираний, периодичности осадко- и рудонакопления, так и эволюции самой системы. Последнее неизбежно при автоколебательном механизме гомеостаза биосферы. Потому что без изменений нельзя выйти на круги своя.

Таким образом, все биосферные ритмы представляют собой ансамбли эпох глобальных изменений.

Литература

Малиновский Ю.М. Нефтегазовая литология. Учеб. пособие. М.: РУДН, 2007. 214 с.

Малиновский Ю.М. Основы биосферной стратиграфии. Учеб. пособие. М.: РУДН, 2012. 162 с.

МИНЕРАЛОГО-ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ОБСТАНОВОК В ПАЛЕОБАССЕЙНАХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

А.И. Малиновский¹, М.И. Тучкова²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru

²Геологический институт РАН, Москва, tuchkova@ginras.ru

Островодужные обстановки в древних бассейнах, включая обстановки пред- и задуговых бассейнов, обычно распознаются по ряду признаков: палеогеологическому положению, строению и составу слагающих их толщ, петрохимическим характеристикам вулканитов. Показана достаточная надежность выделения этих обстановок на основании изучения и геодинамической интерпретации химического и минералогического состава терригенных пород.

Объектами изучения были терригенные породы из раннемеловых и раннемеловых-кайнозойских отложений Олюторского террейна Восточной Камчатки, Айнынского террейна обрамления Пенжинской губы, а также Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов Сихотэ-Алиня. В качестве эталонного островодужного объекта привлекались данные по минеральному составу тяжелой фракции эоцен-четвертичных отложений глубоководного желоба Вануату.

Айнынский террейн расположен в обрамлении северной части Пенжинской губы (Охотское море) и входит в состав раннемелового Корякского орогенного пояса. Берриасантонские отложения террейна расчленяются на 4 структурно-вещественных комплекса: нижний турбидитовый, туфогенно-осадочный, верхний турбидитовый и грубообломочный. Отложения представлены разнозернистыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, пачками турбидитов, горизонтами туфов, туфобрекчий, микститов. Содержания тяжелых минералов в различных комплексах террейна существенно различаются, что обусловлено влиянием различных источников сноса. Если в нижнем турбидитовом комплексе резко преобладают минералы гранитно-метаморфических пород (от 70 до 100 % всех тяжелых минералов), то в туфогенно-осадочном и верхнем турбидитовом комплексе, наоборот, преобладают минералы вулканической ассоциации — до 100 % всех минералов и, наконец, в грубообломочном вновь возрастает роль сиалической ассоциации (до 75 %). По химическому составу существенно различаются песчаные породы нижнего турбидитового и всех вышележащих комплексов. Наибольшие различия видны в среднем содержании SiO₂ (61,47 % и 57,92–55,93 %, соответственно), FeO+Fe₂O₃ (6,86 % и 7,36–8,92 %), MgO (1,78 % и 2,78–3,59 %) и CaO (4,63 % и 5,16–5,65 %). Глинисто-алевритовые породы по составу близки песчаникам, при этом различия между комплексами также заметны, особенно по SiO₂ (61,29 % и 55,53 %–58,64 %).

Олюторский террейн находится в южной части Корякского нагорья и входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалино-Камчатского орогенного пояса. В террейне выделяются следующие комплексы: вулканогенно-кремнистый, вулканогенно-осадочный, турбидитовый и обломочный. В первых двух комплексах преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а также кремни и кремнисто-глинистые породы. Два вышележащих комплекса сложены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, а также мощными пачками турбидитов. В террейне по вещественному составу выделяются две минералого-литохимические провинции: Северная и Южная. В обеих провинциях преобладают минералы вулканической ассоциации, при этом содержание клинопироксена в них часто достигает 100%. В тоже время в Южной заметно присутствие и сиалических минералов — до 30% всей ассоциации, среди которых встречаются корунд, везувиан, анатаз, ортит, брукит, силлиманит, ставролит, андалузит и дистен, которых в Северной провинции нет. По химическому составу песчаников наибольшие различия по SiO₂: в Северной провинции его в среднем по комплексам 55,12–61,53 %, а в Южной — 58,56–65,11 %. Также заметны различия по Fe₂O₃ (2,88–4,06 %

и 1,63–3,22 %), MgO (2,57–4,16 % и 2,08–2,40 %), CaO (2,67–5,23 % и 1,23–1,75 %). Глинисто-алевритовые породы по составу близки песчаникам, при этом содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O , но меньше SiO_2 и Na_2O . Здесь также хорошо заметны различия между провинциями: в Северной меньше SiO_2 и K_2O , но больше Al_2O_3 , MgO, CaO и суммарного железа.

Киселевско-Маноминский террейн расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь полосой вдоль р. Амур. Валанжин-сеноманские вулканогенно-осадочные островодужные образования установлены на северо-восточном фланге террейна, где выделяются комплексы: кремнистый, сложенный кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, базальтами и известняками, вулканогенно-осадочный, состоящий из туфов, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, турбидитов, кремнисто-глинистых пород, редко базальтов, и граувакковый, главная роль в котором принадлежит терригенным породам. Во всех комплексах террейна преобладает вулканическая ассоциация тяжелых минералов. Вместе с тем в граувакковом комплексе в одних случаях преобладает хромит, часто ассоциирующийся с пироксенами, главным источником которых, вероятно, были офиолиты, а в других — много циркона (до 40%) и граната, происходящих из континентального сиалического источника. По химическому составу породы комплексов различаются. Больше всего отличаются песчаники вулканогенно-осадочного комплекса: в них меньше всего SiO_2 (58,56 %), FeO (1,56 %) и K_2O (0,96 %), но больше Al_2O_3 (19,16 %), Na_2O (6,87 %), Fe_2O_3 (4,32 %). Различия между составами глинисто-алевритовых пород комплексов также заметны: наибольшие они по SiO_2 и несколько меньше по Fe_2O_3 , MgO и K_2O .

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь. В строении террейна принимают участие баррем(?)–альбские образования, подразделяющиеся на следующие комплексы: нижний и верхний турбидитовые, сложенные пачками турбидитов и горизонтами алевролитов, грубообломочный, состоящий из конгломератов, гравелитов, песчаников, микститов, пачек турбидитов, и вулканогенный, представленный базальтами, туфами, вулканомиктовыми песчаниками, турбидитов и микститов. В отложениях террейна содержания и пропорции между минералами в различных комплексах значительно различаются. Типично островодужных минералов: пироксенов, амфиболов, хромита и магнетита — больше всего в отложениях вулканогенного комплекса. В других комплексах превалирует сиалическая ассоциация, где доминирует циркон (до 50 %) и гранат (до 20 %). По химическому составу песчаники террейна довольно однородны. Лишь в породах вулканогенного комплекса более низкие содержания SiO_2 (в среднем 73,26 %), но более высокие TiO_2 (0,38 %) и Al_2O_3 (10,76 %). Химический состав глинисто-алевритовых пород близок во всех комплексах и отличается от песчаников меньшими содержаниями SiO_2 и CaO, но большими — TiO_2 , Al_2O_3 и суммарного железа.

Полученные литохимические и минералогические данные интерпретировались на основе актуалистического подхода и результатов изучения современных осадков.

Анализ расположения точек ассоциаций тяжелых минералов из пород *Айнынского террейна* на диаграммах В.П. Нечаева и др. (1996) указывает на их формирование за счет различных источников питания. Преобладание в *нижнем* турбидитовом и грубообломочном комплексах сиалической ассоциации минералов показывает, что они формировались за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород зрелой континентальной окраины. Преобладание же в туфогенно-осадочном и верхнем турбидитовом комплексах фемической ассоциации минералов свидетельствует, что их источником были вулканы энсиматической островной дуги, сопряженной с острым углом схождения плит, на что указывают низкие содержания ортопироксена и роговой обманки. Тип вулканического источника можно определить по химическому составу некоторых тяжелых обломочных минералов: орто- и клинопироксенов, роговой обманки, хромита и граната, из которых наиболее информативен клинопироксен. По составу большинство клинопироксенов Айнынского террейна соответствуют клинопироксенам как известково-щелочных, так и толеитовых базальтов островных дуг и частично базальтов океанического дна, вероятно, входящих в состав основания дуги. Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород *Айнынского террейна*, основанная на анализе положения их фигуративных точек на ряде

известных диаграмм (Maynard et al., 1982; Bhatia, 1983; Roser, Korsch, 1986), свидетельствует о формировании его отложений в обстановках преддугового бассейна океанической островной дуги. Вероятно, основным источником обломочного вещества были основные и средние вулканические породы, а также продукты синседиментационной вулканокластики, и лишь в породах нижнего турбидитового комплекса заметно влияние размывавшихся гранитно-метаморфических пород зрелой континентальной окраины.

Обобщение полученных результатов свидетельствует об островодужной природе террейна и позволяет установить следующие особенности его формирования. Основным источником обломочного материала, поступавшего в седиментационные бассейны террейна, была островодужная вулканокластика позднеюрско-раннемеловой энсиматической Удско-Мургальской островной дуги. Вместе с тем в берриас-валанжинское время на осадкообразование оказывали влияние и размывавшиеся гранитно-метаморфические комплексы зрелой континентальной окраины, а с конца альба дополнительным источником вулканокластики стал разрушавшийся Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Анализ минеральных ассоциаций из отложений *Олюторского террейна* свидетельствует, что основным источником вещества были основные и средние вулканические породы энсиматической островной дуги, что подтверждается составом обломочных клинопироксенов, роговых обманок и хромитов, а также близостью их состава минералам из осадков желоба Вануату. В то же время присутствие в отложениях Южной провинции заметного количества сиалических минералов позволяет предполагать существование дополнительного континентального источника. Обломочные гранаты этого источника по составу соответствуют амфиболитовой, гранулитовой и даже эклогитовой фациям метаморфизма. Этим источником могли быть блоки континентальной коры, в строении которых участвовали достаточно глубоко метаморфизованные породы и, вероятно, гранитоиды. Интерпретация химического состава пород террейна свидетельствует о их формировании в геодинамических обстановках, соответствующих либо близких к обстановкам преддуговых и задуговых бассейнов океанической островной дуги типа Марианской. Основным источником обломочного вещества были слагающие дугу эффузивные породы и продукты синседиментационного вулканизма. Тем не менее, видны определенные различия в составе песчаников двух провинций террейна, что позволяет предполагать существование дополнительного сиалического источника обломочного материала, оказывавшего влияние на седиментацию Южной провинции. Этим источником могли быть блоки зрелой континентальной земной коры, в строении которых участвовали гранитоиды и метаморфизованные породы.

Таким образом, можно предположить, что основным источником обломочного материала террейна была разрушавшаяся мел-палеогеновая энсиматическая Ачайваямская островная дуга, а также продукты синхронного вулканизма. Одновременно существовал и внебассейновый сиалический источник, влиявший на седиментацию в Южной провинции. Им были блоки континентальной коры, располагавшиеся на месте современного Берингова моря.

Преобладание в отложениях нижней части разреза *Киселевско-Маноминского террейна* фемической ассоциации тяжелых минералов указывает на прямое влияние на осадконакопление энсиматической дуги с косой субдукцией типа Идзу-Бонинской. Это хорошо подтверждается составами клинопироксенов и хромитов. Вместе с тем часть хромитов происходит из офиолитов внутриплитных поднятий, вероятно, входивших в состав аккреционной призмы дуги. Присутствие в отложениях грауваккового комплекса заметного количества сиалических минералов свидетельствует, что на этом отрезке времени дуга находилась достаточно близко к континентальной окраине. Состав гранатов этого комплекса указывает на их происхождение из метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, хотя кислые интрузивные породы не исключаются. Интерпретация химического состава пород террейна позволяет предполагать различные источники питания и обстановки седиментации. При формировании кремнистого комплекса источником обломочного вещества была вулканокластика, поступавшая с энсиматической островной дуги. При формировании же пород вулканогенно-

осадочного и грауваккового комплексов к ней дополнительно примешивалась определенная доля сиалического материала, что смещало положение точек в сторону полей окраинно-континентальной дуги.

Анализ полученных данных позволяет предполагать, что область питания седиментационных бассейнов террейна была гетерогенной. Основным источником вещества была вулканокластика меловой энсиматической Удыльской островной дуги, к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины.

В терригенных породах *Кемского террейна* сосуществуют две ассоциации тяжелых минералов: вулканическая и сиалическая. Положение точек на диаграммах позволяет предполагать, что источником первой была энсиалическая островная дуга, связанная с острым углом схождения плит. Кроме того, островодужный характер источника питания хорошо подтверждается составом клинопироксенов, хромитов и роговых обманок. В частности, клинопироксены полностью соответствуют клинопироксенам из кемских базальтов, относящихся к высококаалиевой известково-щелочной серии, характерной для тыловых частей островных дуг. Источником сиалической ассоциации, вероятно, был размывавшийся фундамент самой дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры. Судя по составу гранатов, видно, что в его строении участвовали метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также кислые интрузивные породы. Интерпретация химического состава пород террейна не всегда однозначна. На различных диаграммах кемские песчаники занимают промежуточное положение между бассейнами, сопряженными с активными континентальными окраинами, окраинно-континентальными дугами, а также бассейнами, связанными с пассивными континентальными окраинами. Отклонение положения точек от полей бассейнов окраинно-континентальных дуг объясняется в целом нехарактерным для данного типа песчаников преобладанием К над Na, что обусловлено содержанием в них обломков базальтов (шошонитов), относящихся к высококаалиевой известково-щелочной серии, характерной для тыловых частей островных дуг.

Исходя из полученных минералого-литохимических данных, можно предполагать, что областью питания террейна была Монероно-Самаргинская окраинно-континентальная вулканическая дуга, поставлявшая в ее тыловодужный бассейн вулканокластику, а также гранитно-метаморфические блоки континентальной коры, служившие ее фундаментом.

Таким образом, интерпретация химического состава и ассоциаций тяжелых минералов терригенных пород в совокупности с другими геологическими данными позволяет достаточно уверенно распознавать островодужные обстановки в палеобассейнах древних орогенных поясов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00119-а и проекта ДВО РАН № 12-1-0-ОНЗ-07.

Литература

Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 14–24.

Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.

Maynard J.B., Valloni R. & Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 1982. Part 2. P. 551–61.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

СЕДИМЕНТАЦИОННО-ЕМКОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ НЕПСКОГО СВОДА

И.П. Мальков

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, talkov85@inbox.ru

Прогноз качества коллекторов и построение моделей резервуаров, необходимых для решения геологоразведочных задач, требует выполнения реконструкции условий накопления осадочных толщ, которые обладают различным емкостным потенциалом. Оптимальным для этого является использование седиментационно-емкостного моделирования (Фортунатова, 1997; Жемчугова, 1998), применение которого позволяет повысить эффективность прогноза структуры и свойств природных резервуаров.

Седиментационно-емкостная модель отложений осинского горизонта строилась на основе изучения пород в керне, в шлифах и генетической интерпретации данных ГИС с применением циклического и фациального анализов.

Осинский продуктивный горизонт в пределах Непского свода характеризуется площадным распространением и сложен различными по генезису карбонатными осадками.

Согласно существующим палеогеографическим реконструкциям (Golonka et al., 2007), Сибирский континент, частью которого являлся современный Непский свод, в раннем кембрии располагался в экваториальных широтах. Его континентальная часть представляла собой неширокую полосу на юге, а акваториальная была окружена океаническими водами. Накопление осадков в осинское время происходило в обширном эпиконтинентальном бассейне, глубины которого менялись от первых метров до десятков метров. Поступление морских вод в это время на Сибирский континент происходило с северо-востока с постепенным осолонением вод по направлению к юго-западу.

Большинством исследователей отмечаются следующие особенности развития осадочного бассейна, располагавшегося в центральной части Сибирского континента, в осинское время: 1) максимум трансгрессии, вызванный обширным опусканием территории Сибирской платформы в конце позднего докембрия; 2) существование отмельной зоны в пределах современной Непско-Ботуобинской антеклизы (Прогноз..., 1992; Древние..., 2000; Природные..., 2010); 3) новый этап рифообразования в истории Земли, переход от цианобактериальной к водорослевой экосистеме; кроме того, впервые в каркасостроении рифов начали участвовать организмы животного происхождения — археоциаты (Лучинина, 2011).

Осинский горизонт слагают различные по вещественному составу отложения: галиты, ангидриты, доломиты (слабо глинистые, глинистые, сильно глинистые), известняки. Карбонатные породы горизонта интенсивно преобразованы вторичными изменениями, что затрудняло их разделение по первичным седиментационным структурам. Тем не менее, в разрезе по косвенным признакам были выделены следующие типы вторичных доломитов по известнякам (Dunham, 1962): мадстоуны; интракластовые, строматолитовые, микрофитолитовые, пелоидные и литокластовые вакстоуны; литокластовые и лито-биокластовые пакстоуны; оолитовые, пелоидные и литокластовые грейнстоуны; баундстоуны — археоциатовые фреймстоуны, ренальтисовые байндстоуны и эпифитоновые бафлстоуны (рис. 1).

Особенности строения осинского горизонта в различных участках Непского свода позволили выделить четыре типа его разреза. Первый тип разреза характерен для центральной части Непского свода (Верхнечонское, Вакунайское и Тымпучиканское месторождения), где мощность осинского горизонта изменяется от 46 до 49 м, уменьшаясь с востока на запад. В основании осинского горизонта здесь залегает пачка сильно глинистых доломитовых мадстоунов, средняя часть представлена чередованием глинистых и слабо глинистых доломитовых пелоидных вакстоунов и пакстоунов с прослоем пелоидных грейнстоунов. Глинистые и слабо глинистые доломитовые вакстоуны доминируют в составе верхней части разреза, особенностью которого является прослой галитов.

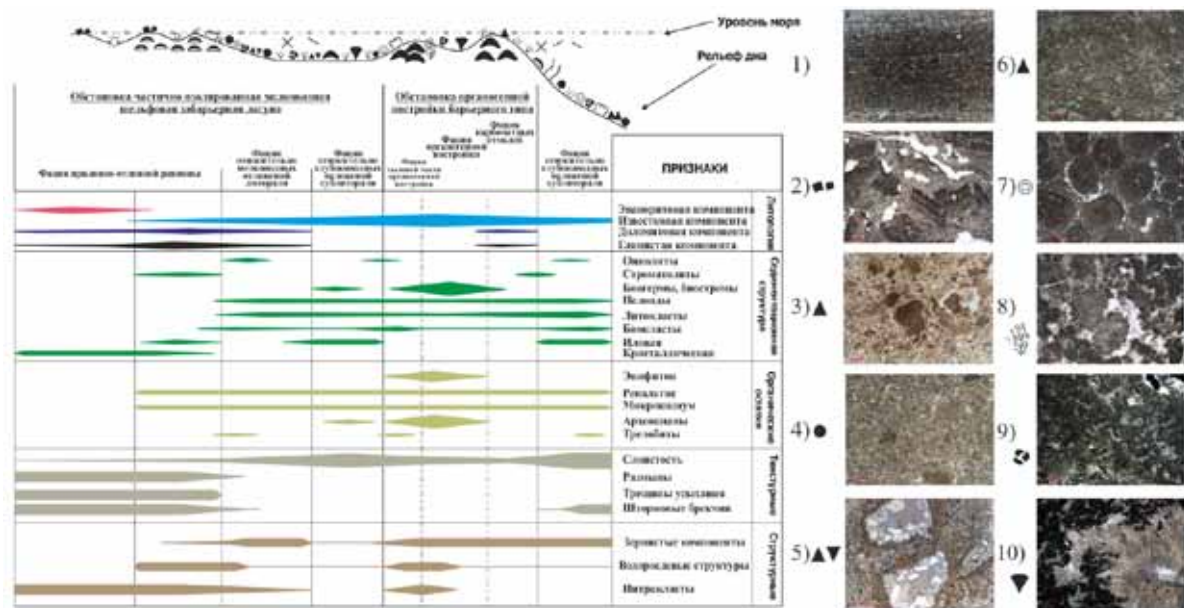


Рис. 1. Седиментационная модель осинского горизонта с диагностическими признаками. Фотографии шлифов: 1 — мадстоун; 2 — интракластовый вакстоун; 3 — литокластовый вакстоун; 4 — пелоидный вакстоун; 5 — лито-биокластовый пакстоун; 6 — литокластовый пакстоун; 7 — оолитовый грейнстоун; 8 — эпифитовые бафлстоун; 9 — ренальтисовый байндстоун; 10 — археоциатовый фреймстоун

Второй тип разреза выделен в восточной части Непского свода (Талаканское, Чаяндинское месторождения, Восточно-Талаканская и Нижнечаяндинская площади). В разрезах скважин этой части Непского свода доля вторичных доломитов по баундстоунам самая значительная. В шлифах встречены многочисленные остатки водорослей рода ренальтис, эпифитон и реликты организмов животного происхождения — археоциат. Скважинами вскрыта рифовая система барьерного типа, мощность которой увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях с 52 до 75 м.

Третий тип разреза встречен в западных частях Талаканского и Чаяндинского месторождений, Нижнехаммакинской площади. В разрезах скважин доминируют вторичные доломиты по баундстоунам, литокластовым пакстоунам и грейнстоунам. Предполагается, что скважинами вскрыта тыловая часть барьерной рифовой системы осинского горизонта, мощность которой уменьшается с востока на запад от 52 до 49 м.

Четвёртый тип разреза осинского горизонта характерен для отложений северной части изучаемого объекта (Нижнехаммакинская и Озёрная площади, Пеледуйское месторождение, северная часть Чаяндинского месторождения и Бюк-танарская площадь). Характерной особенностью разреза является увеличение глинистой компоненты в разрезе, преобладание микрофитолитовых вакстоунов. Мощность отложений уменьшается в северном и северо-западном направлении с 46 до 38 м.

Поскольку керновый материал был не во всех скважинах, для восстановления условий накопления отложений горизонта были разработаны каротажные фации. Для каждой фации характерны особые, только ей свойственные формы каротажных кривых. Для более уверенного определения фаций по их каротажным моделям кроме формы конкретной кривой анализировались и составляющие ее элементы. Каждый из этих элементов указывает на характер процесса накопления осадков. При этом был использован приём, заключающийся в прослеживании не одного-двух «пиков» этих кривых, а совокупности характерных особенностей их конфигурации, позволяющих прослеживать целую группу пластовых поверхностей. Этот подход обладает тем преимуществом, что позволяет получить представление о геометрической форме самих пластов на разрезе, а не о положении отдельных литостратиграфических единиц (Муромцев, 1984).

Разрез осинского горизонта имеет чётко выраженное цикличное строение. Составляющие его циклиты отражают постепенное обмеление моря во время их формирования и отделяются

друг от друга трансгрессивными поверхностями. Эти поверхности представляют собой своеобразные маркеры, отражающие квазисинхронные события изменения седиментационной ситуации (Жемчугова и др., 2006). В разрезе выделено шесть последовательно обмеляющихся циклитов, границами которых являются трансгрессивные поверхности. Важно отметить, что для двух первых циклитов трансгрессивные поверхности совпадают с поверхностями размывов. Проведённый анализ последовательности наслоения полигенных осадков в разрезе нижних циклитов, а также их мощностей свидетельствует о ретроградационной направленности развития бассейна седиментации в условиях развития трансгрессии. Верхние циклиты имеют проградационное строение, отражающее проявление нормальной регрессии. В период трансгрессии существовали благоприятные условия для роста органогенных построек. Увеличение мощности осинского горизонта и смена типов отложений с запада на восток свидетельствуют о том, что район исследований захватывает тыловую часть осинского рифового барьера, развитие которого происходило вдоль восточной части Непского свода (рис. 2).

Особенности строения осинского горизонта и распределение типов пород по разрезу позволило объединить их в фации, соотношение которых дало основания для определения обстановок осадконакопления.

Таким образом, в пределах обстановки частично изолированной мелководной шельфовой забарьерной лагуны выделены следующие три фации, в условиях которых формировались отложения: приливно-отливной равнины, относительно мелководных отложений литорали и относительно глубоководных отложений сублиторали. Внутри фаций выделены зоны характерных типов отложений. Так, для фации приливно-отливной равнины идентифицировано три зоны: зона 1 — галитов, ангидритов, доломитов; зона 2 — галитовых доломитов; зона 3 — сильно глинистых доломитов. Для фации относительно мелководных отложений литорали идентифицировано две зоны: зона 4 — глинистых доломитов; зона 5 — слабоглинистых доломитов. Для фации относительно глубоководных отложений сублиторали идентифицирована одна зона: зона 6 — доломитов по пелоидным известнякам.

В пределах обстановки органогенной постройки барьерного типа выделены три фации: тыловой части органогенной постройки, собственно органогенной постройки и карбонатной отмели. Для фации тыловой части органогенной постройки идентифицирована одна зона: зона 7 — литокластовых доломитов. Для фации собственно органогенной постройки идентифицирована одна зона: зона 8 — доломитов по каркасным известнякам. Для фации карбонатной отмели идентифицирована одна зона: зона 9 — доломитов по оолитам и литокластам.

Отложения осинского горизонта интенсивно преобразованы. Однако седиментационная неоднородность карбонатов чётко прослеживается в структуре современных пород и отражается в различии их ФЕС. Как показал анализ, лучшими емкостными свойствами обладают разнокристаллические доломиты, сформированные по каркасным известнякам (фреймстоуны), где пустотное пространство представлено пустотами выщелачивания, наследующими седиментационно-каркасную пористость, и межкристаллическими порами, а также оолитовые доломиты — грейнстоуны с межзерновой пористостью.

Литература

Жемчугова В.А., Федотов С.Л. Прогнозирование природных резервуаров в разрезе верхнекаменноугольно-нижнепермской карбонатной толщи Тимано-Печорской провинции // Геология горючих ископаемых европейского северо-востока России. Сыктывкар: Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН, 1998. № 92. С. 63–67.

Жуков А.П., Жемчугова В.А., Энов К.А. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных геолого-геофизических данных // Технологии сейсморазведки. 2006. № 2. С. 69–78.

Кузнецов В.Г. и др. Прогноз строения природных резервуаров и величины эффективных толщин юга Сибирской платформы // Геология нефти и газа. М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, 1992.

Кузнецов В.Г. и др. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность // М.: Научный мир, 2000. 104 с.

Лучинина В.А. Палеоальгология при переходе от циано-бактериальной (строматолитовой) к водорослевой экосистеме на примере кембрийских отложений Сибирской платформы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. 228 с.

Муромцев В.С. «Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа». Л.: Недра, 1984. 260 с.

Постникова О.В. и др. Природные резервуары рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы: особенности строения и закономерности размещения // Геология нефти и газа. М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, 2010. С. 54–64.

Седиментологическое моделирование карбонатных комплексов. М.: ВНИГНИ, 2000. 239 с.

Фортунатова Н.К. Седиментологические основы изучения карбонатных толщ. М.: МГГА, 1997 87 с.

Golonka J. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps: Late Paleozoic // Kwartalnik AGH Geologia. 2007. V. 33. P. 145–209.

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

ГЕОХИМИЯ ГОЛОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА БОЛЬШИЕ ТОРОКИ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.Е. Мальцев, Г.А. Леонова, В.А. Бобров, С.К. Кривоногов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
maltsev@igm.nsc.ru*

Бессточное озеро Большие Тороки расположено на площади торфяных месторождений (координаты 55° 23' с.ш., 80° 37' в.д.) в Каргатском районе Новосибирской области (Органо-минеральное сырье..., 1990). Глубина озера около 1 м, площадь озерной ванны — 9,57 км², вся поверхность дна покрыта «подводными лугами» из погруженных макрофитов: в центральной части преобладают заросли урути, рдестов и наяды, среди которых визуально наблюдаются скопления «дерновин» нитчатой зеленой водоросли кладофоры. По берегам озеро окаймлено бордюром «жесткой» растительности — гигрофитов (рогоз, тростник). Из-за мелководности озера фито- и зоопланктон играет подчиненную роль в озерном биоценозе. Основным источником автохтонного органического вещества по всей акватории озера являются макрофиты, а в мелководной литорали — гигрофиты.

Поверхностные воды озера Большие Тороки по преобладающим ионам отнесены нами к гидрокарбонатным натриево-магниевым по классификации О.А. Алекина (1954), воды маломинерализованные (845 мг/л), слабощелочные (рН=9). Концентрации основных анионов воды в момент отбора проб (август) составляли: HCO₃⁻ (646,6 мг/л), Cl⁻ (164,6), SO₄⁻ (26,8), катионов — Na⁺ (147,45 мг/л), Mg²⁺ (65,6), Ca²⁺ (15,2), K⁺ (13,35).

В центре озера пробурена скважина глубиной 1,8 м вибрационным методом с помощью модифицированного пробоотборника Ливингстона. Скважиной вскрыты 1,6 м сапропеля, и бур вошел в подстилающие глины. Керн диаметром 7,5 см непрерывный и имеет ненарушенную структуру. По данным радиоуглеродного датирования, возраст сапропелевой толщи (1,6 м) оценивается в 5740±95 л.н.

На рис. 1 показана литостратиграфия голоценового разреза сапропеля озера Большие Тороки, которая отражает разный вещественно-генетический состав стратифицированных горизонтов, обусловленный различными первичными источниками органического вещества (ОВ). Верхний интервал керна (0–75 см) представлен макрофитогенным сапропелем, ОВ которого имеет автохтонное происхождение, а исходным сапропелеобразующим материалом являются макрофиты. Глубже по колонке (75–120 см) залегает однородный сильно разложившийся торфянистый сапропель, источник ОВ которого иной — растения-торфообразователи (сфагнум, осоки). В интервале керна (120–160 см) залегает слой среднеразложившегося торфа с редкими раковинами гастропод (122–129 см), который подстилается с глубины 160 см опесчаненными глинами.

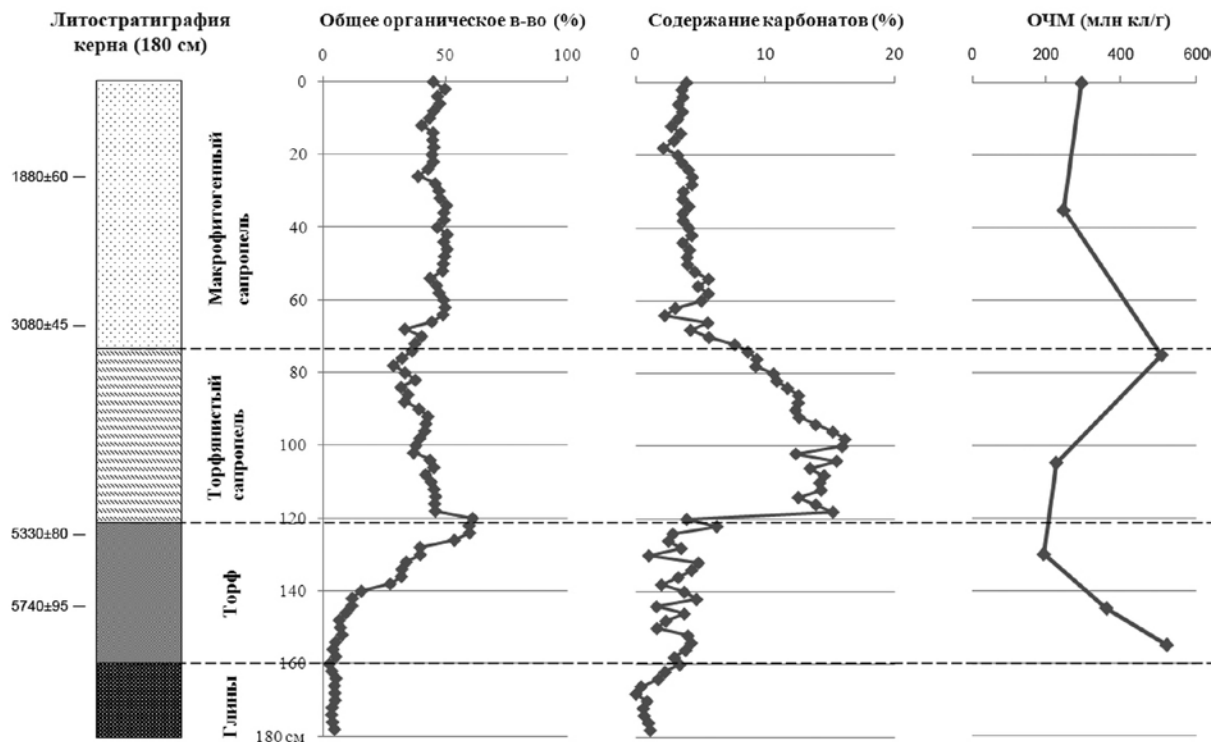


Рис. 1. Литостратиграфия ядра сапропеля озера Большие Тороки. ОЧМ — общая численность микроорганизмов

Содержание ОВ (рис. 1) довольно постоянно до глубины 110 см (40–50 %). На границе перехода от торфянистого сапропеля к торфу (120–130 см) наблюдается резкое увеличение ОВ до 60–61 %, а с глубины 140 см и ниже содержание ОВ резко падает. По содержанию ОВ (45,4 %) и величине зольности (54,6 %) в придонном неконсолидированном осадке (интеграционная седиментационная взвесь) и в разрезе сапропеля до глубины 130 см отложения озера Большие Тороки отнесены к органо-минеральным сапропелям по классификации Н.В. Кордэ (1960).

Содержание карбонатов в ядре меняется в значительной степени. В верхнем слое (0–75 см) оно невысокое (3–4 %), максимальная концентрация карбонатов (10–16 %) приходится на средний участок ядра (80–120 см) и обусловлена наличием раковин гастропод. Ниже (120–166 см) содержание карбонатов падает до 1–4 %, а в интервале 160–180 см (глины) оно составляет менее одного процента.

Изучено распределение и численность различных групп микроорганизмов по глубине ядра (рис. 1). Хорошо видно, что общая численность микроорганизмов (ОЧМ) максимальна в интервале 40–100 см и приурочена в основном к торфянистому сапропелю. Если рассматривать отдельные группы микроорганизмов, то, например, амилитические бактерии в основном сосредоточены в макрофитогенном сапропеле, и это вполне объяснимо, поскольку эти бактерии разлагают крахмалистые вещества, которыми богата водная растительность (макрофиты). Органотрофные и аммонифицирующие микроорганизмы также максимально представлены в слое макрофитогенного сапропеля, поскольку макрофиты содержат легко окисляемое ОВ по сравнению с растениями-торфообразователями в слое торфянистого сапропеля.

Поскольку сапропель — вещество преимущественно биологического происхождения (Кордэ, 1960), представляется интересным исследовать в нем концентрации основных биогенных элементов (С, N, H, S), наследуемых сапропелем от продуцентов автохтонного и аллохтонного ОВ. Распределение основных биогенных элементов, а также зольности и $C_{орг}$ по глубине ядра представлено на рис. 2. Концентрации всех элементов меняются с глубиной синхронно, величины зольности меняются диаметрально противоположно.

О генезисе ОВ, как современного, так и фоссилизированного, можно судить по отношению органического углерода ($C_{орг}$) к азоту. Этот критерий отражает различия в биохимическом составе организмов-продуцентов ОВ. Известно, что высшая водная и наземная растительность

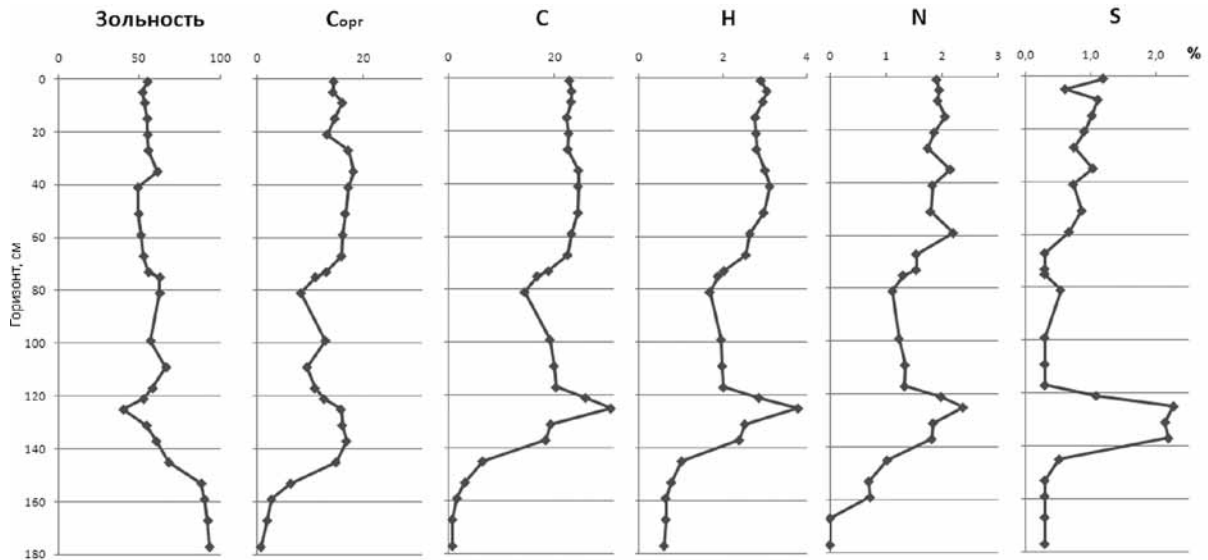


Рис. 2. Профили концентраций C_{орг}, C, H, N и S и величины зольности в сапропеле озера Большие Тороки

бедна азотом и имеет высокое значение C_{орг}/N — 20–40 (Скопинцев, 1950). Отношение C_{орг}/N варьирует от 7 до 14,6 по глубине разреза сапропеля озера Большие Тороки. Самое высокое значение C_{орг}/N (14,6) отмечено в горизонте торфа (137–145 см), это указывает на источник аллохтонного ОВ — растения-торфообразователи.

Исследован химический состав, значения водородного показателя (pH) и окислительно-восстановительного потенциала (Eh) поровых вод сапропеля, которые были отжаты из 10-см фрагментов керна и исследованы по стандартной методике (Шишкина, 1972). В верхнем горизонте керна (0–10 см) pH слабощелочной (8), Eh=+0,198 В, ниже по глубине керна эти значения изменяются незначительно: pH=7, Eh=-0,169 В. На рис. 3 представлены концентрационные профили Fe, Mn, Cu, Zn, Cd и Pb. Концентрации Mn и Fe довольно выдержаны по всей колонке, за исключением горизонта 100–120 см. Содержания биофильных элементов Cu и Zn в поровых водах тоже довольно выдержаны по глубине, за исключением горизонтов 70 и 130 см. Распределение Cd по разрезу неравномерно, максимальные концентрации отмечены на

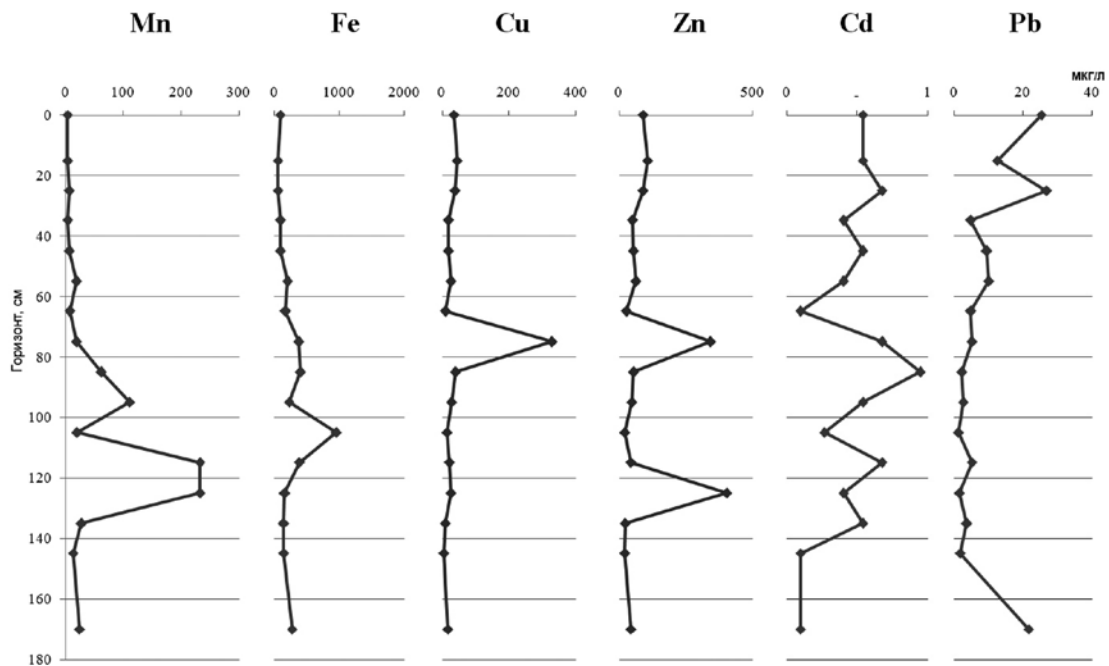


Рис. 3. Профили концентраций элементов в поровой воде сапропеля озера Большие Тороки

глубине 80–100 см. Концентрации Pb повышены в верхних горизонтах сапропеля, что связано с привнесом этого элемента с атмосферными выпадениями.

Выполнено сравнение химического состава органогенного осадка (0–130 см, среднее по 20 образцам) и глинистого осадка (130–177 см, среднее по 7 образцам) с кларковыми концентрациями глинистого сланца (Li, 1991) с предварительным нормированием по алюминию, как наименее подвижному элементу в системе «озерная вода – осадок», согласно выражению (Shotyk et al., 1966):

$$EF = (x_i/x_{Al})_{\text{образец}} / (x_i/x_{Al})_{\text{глин. сланец}}$$

где x_i _{образец} — содержание i -го химического элемента в объекте исследования; x_{Al} — содержание алюминия в объекте исследования; x_i _{глин. сланец} — содержание химического элемента в глинистом сланце; x_{Al} _{глин. сланец} — содержание алюминия в глинистом сланце.

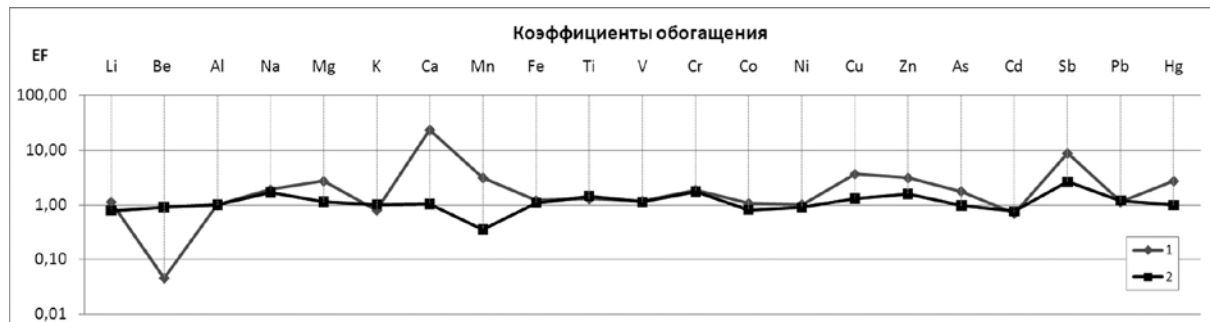


Рис. 4. Коэффициенты обогащения (EF) химическими элементами органогенного осадка — 0–130 см (1) и глинистого осадка — 130–177 см (2) озера Большие Тороки. Нормирование проведено по Al и кларкам глинистых сланцев (Li, 1991)

Полученные результаты представлены на рис. 4. Концентрации всех элементов по глубине колонки керна существенно не меняются. Наблюдается обогащение органогенной части осадка (0–131 см) Ca и обеднение Be. Обогащение кальцием связано с поступлением этого элемента из растительного детрита (биогенный карбонат), а также с осаждением карбонатов (гидрокарбонатные воды), а дефицит бериллия, по-видимому, связан с выщелачиванием этого элемента в поровый раствор из сапропеля. Наблюдается незначительное обогащение органической части осадка Sb, биофильными элементами Cu и Zn, а также техногенными элементами Hg и As. Глинистый субстрат (интервал 131–177 см) схож по элементному составу с глинистыми сланцами (Li, 1991), значения коэффициентов обогащения (EF) для всех элементов близки 1, только для Na и Sb наблюдается небольшое увеличение значений EF, а для Mn, напротив, их уменьшение.

Таким образом, верхняя (0–140 см) толща донных осадки озера Большие Тороки представляет собой органо-минеральный макрофитогенный сапропель с содержанием OB (40–50 %), зольностью (48–62 %) и $C_{\text{орг}}$ (14–16 %). Наиболее важная геохимическая особенность макрофитогенного сапропеля озера Большие Тороки — высокое содержание кальция (рис. 4) в интервале глубин (0–131 см), что обусловлено гидрокарбонатным классом озерных вод и, вероятно, вкладом биогенного карбоната кальция за счет прижизненного накопления Ca растениями-кальцефилами (Лукашев, 1971; Леонова и др., 2011).

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 125.

Литература

- Алекин О.А. Химический анализ вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 202 с.
 Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.
 Леонова Г.А., Бобров В.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 115–131.
 Лукашев К.И. Геохимия озерно-болотного литогенеза. М.: Наука и техника, 1971. С. 96–207.
 Органо-минеральное сырье сельскохозяйственного назначения Новосибирской области. Новосибирск, 1990. 169 с.

- Скопинцев Б.А. Органическое вещество в придонных водах. М., 1950. Вып. 17 (29). 290 с.
Шишкина О.В. Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 227 с.
Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // *Geochim. et. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 3223–3240.
Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G. et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // *Earth and Planetary Scien. Letter*. 1966. V. 145. P. 1–7.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АПТСКОГО ЯРУСА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ ЛАТНЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН

С.В. Мануковский

Воронежский государственный университет, Воронеж, manukovsky@inbox.ru

Рассматриваемая территория приурочена к присводовой части северо-восточного склона Воронежской антеклизы. В орографическом отношении это восточный склон Среднерусской возвышенности, правобережье Дона. Наиболее крупной рекой является Девица, его правый приток. В геологическом отношении район хорошо изучен. С севера и северо-востока к нему примыкает Латненское месторождение огнеупорных глин, история исследования которого насчитывает более полутора веков. Детально заниматься геологией Латненского месторождения начали с 1930 года. Большой вклад в изучение Латненского месторождения и аптского яруса внес Н.П. Хожаинов (Хожаинов, 1958, 1972). Он расчленил аптские отложения на три толщи: нижне-, средне- и верхнеаптскую. К первой отнесены грубозернистые пески; ко второй — огнеупорные глины, светло-серые и белые мелкозернистые, тонкозернистые пески, алевриты; к третьей — разномзернистые пески. Он впервые определил каолининовый состав глин.

За последние 40 лет при комплексном освоении Латненского месторождения на его флангах в аптских отложениях был разведан ряд месторождений: строительных песков — Петровское и Хохольское-II; стекольных песков — Богдановское; светложущихся керамических глин — Петровское (Михин и др., 2000, 2003; Савко и др., 2004, 2011, 2012).

Геологическое строение аптского яруса рассматривается на примере Стрелецкого месторождения строительных песков. Месторождение было разведано в 2012 г. на юго-западном фланге Латненского месторождения, на правобережье р. Девица. Оно удалено от западной окраины г. Воронежа в западном-юго-западном направлении на 10–11 км. Район Стрелецкого месторождения детально исследован. Его северо-западный фланг частично перекрывается с восточным флангом Петровского месторождения строительных песков. Юго-юго-восточный фланг Петровского месторождения керамических глин непосредственно примыкает к северо-северо-западной границе месторождения Стрелецкое.

Геологическое строение аптского яруса как по площади, так и по разрезу сложное. Это связано, во-первых, с разнообразием фациальных обстановок, характерных для континентальных условий аптского века; во-вторых, с различной степенью постаптской преимущественно ледниковой эрозии. Мощность яруса колеблется от 9,5 до 25,4 м. Основная часть аптских отложений сложена различными по зернистости кварцевыми песками и является полезной толщей Стрелецкого месторождения. Средняя мощность строительных песков 10,6 м.

В строении аптского яруса на месторождении Стрелецкое так же, как и на Латненском месторождении, в целом отмечаются три различные по литолого-генетическим особенностям толщи. Нижняя — крупно-среднезернистые пески с примесью грубозернистых и гравийных фракций (русловые, стрежневые фации). Средняя — алевро-глинисто-мелкопесчаная (пойменно-старичные и озерно-болотные фации). Верхняя — разномзернистые, в основном средне-мелкозернистые пески с линзами песчаников.

Пески нижней толщи светло-серые, желтовато-серые, кварцевые, плохо сортированные, разномзернистые, главным образом крупно-среднезернистые и средне-крупнозернистые. Содержание основных фракций примерно одинаково: среднезернистой (0,25–0,5 мм) — 19–48 %

(среднее 32); крупнозернистой фракции (0,5–1,0 мм) — в среднем 28 %, при колебании — 15–42 %. В песках толщи содержится примесь мелкозернистой фракции (0,1–0,25 мм), в среднем — 18 %. Значительно количество грубозернистых и гравийных включений, в среднем — более 15 %. Пески данной толщи имеют высокий модуль крупности, в среднем — 2,23. Они пригодны в качестве песка-заполнителя для силикатных бетонов плотной структуры и в регионе являются остродефицитным строительным материалом.

Нижнеаптские пески на Стрелецком месторождении вскрыты большей частью скважин. Они отсутствуют только на двух небольших участках: в центре месторождения и на северном фланге. Мощность крупно-среднезернистых кондиционных песков нижнеаптской толщи значительно варьирует от 2,5 до 10,5 м, в среднем — 5,7 м.

Пески средней и верхней толщ более тонкие, чем нижележащие, серовато-желтые, серовато-белые, кварцевые, разнозернистые: от крупно-среднезернистых до мелко-тонкозернистых, по большей части средне-мелкозернистые и мелко-среднезернистые. Основная мелкозернистая фракция составляет 20–64 %, в среднем — 41 %. В меньшем количестве (0,5–63 %) присутствует среднезернистая фракция, в среднем — 31 %. Содержание тонкозернистой фракции (<0,1 мм) колеблется от 2,5 до 55 %, в среднем — 17 %. Значительна также примесь крупнозернистых включений, в среднем их содержание около 10 %. Резкая структурно-текстурная изменчивость песчаной средне-верхнеаптской толщи подтверждается крайне неоднородным значением модуля крупности ее песков. Он изменяется от 0,36 (в пастиловидных, стекольных песках) до 1,92 (в основании средней толщи); средний — 1,36.

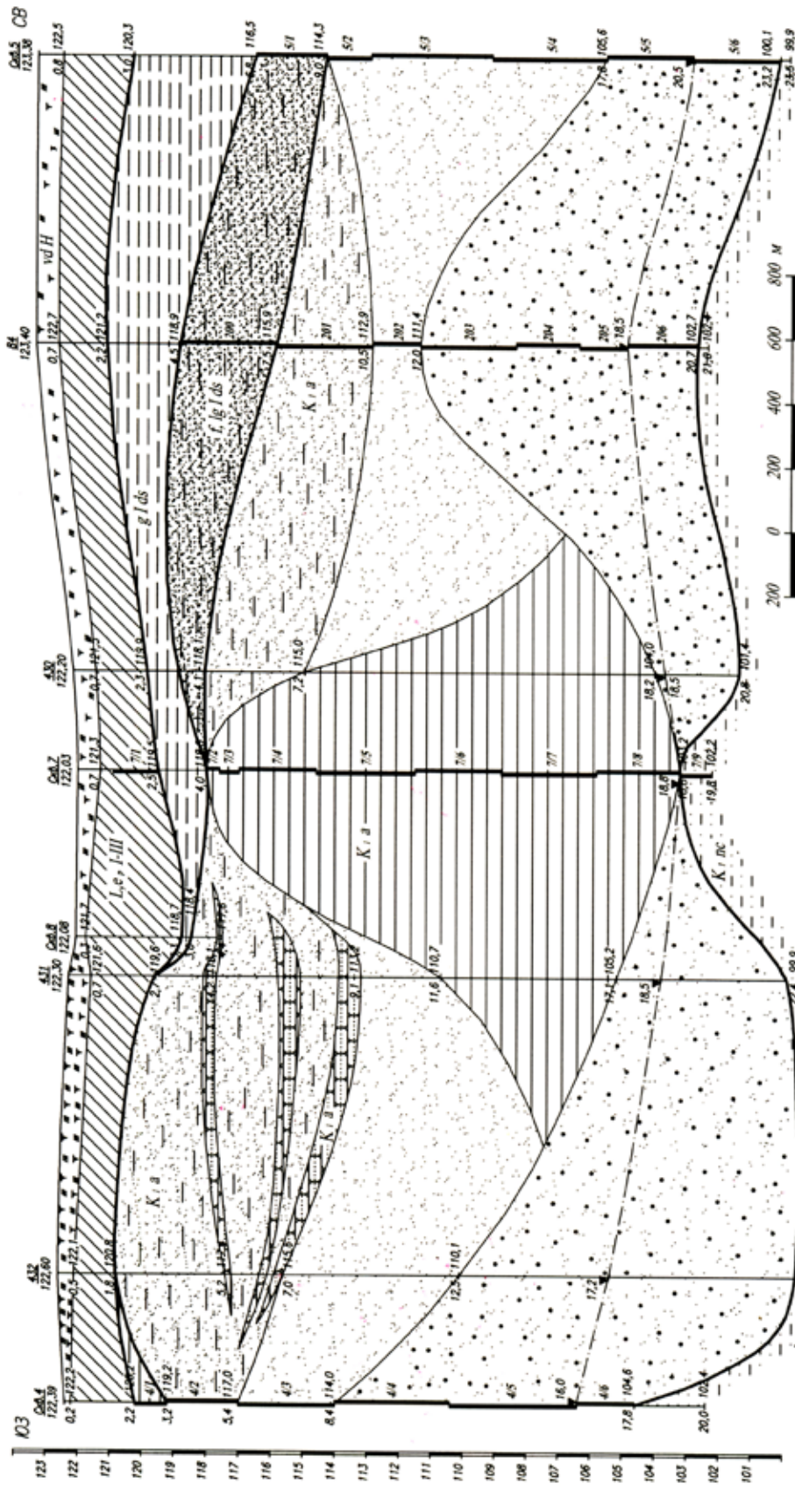
Средне-мелкозернистые пески на месторождении распространены широко, отсутствуя только на двух небольших по площади участках. На северном и западном флангах они фациально замещаются каолиновыми глинами и крупно-среднезернистыми песками, соответственно. Мощность песков средней и верхней толщ во вскрывших их скважинах сильно варьирует: от 2,8 до 15,7 м, средняя — 7,2 м. Они удовлетворяют требованиям ГОСТ 8736-93 «Песок для строительных работ» и могут быть использованы для штукатурных, кладочных растворов и сухих строительных смесей.

В средней толще аптских отложений среди строительных средне-мелкозернистых песков на северо-востоке месторождения Стрелецкое отмечаются прослои светло-серых до белых, кварцевых, тонкозернистых, нежелезненных песков, перспективных на стекольное сырье. Химический состав соответствует низким маркам стекла, полубелым бутылочным сортам (ПБ-150): содержание вредных примесей — Fe_2O_3 (0,13 %), TiO_2 (0,20 %), Al_2O_3 (0,68 %). Содержание кремнекислоты также удовлетворительное. Пески в природном виде оказались недостаточно сортированными, неравномернозернистыми.

Минеральный состав аптских песков изменяется от существенно кварцевого (99,0–99,2 %) в нижней пачке до кварцевого (99,87–100 %) в средней и верхней толщах. В легкой фракции помимо кварца присутствуют полевые шпаты в количестве 0,8–1,0 % и единичных знаков, соответственно. В средне-крупнозернистых песках нижнеаптской толщи в единичных знаках встречается слюда (мусковит) и глауконит. В течение аптского века происходило увеличение мономинеральности в составе песков. Одной из причин сокращения качественного и количественного состава примесей может быть локализация, уменьшение источников сноса.

Выход тяжелой фракции в аптских песках составляет 0,04–0,12 %. При этом в песках нижней толщи ее содержание несколько выше. Качественный состав тяжелой фракции представлен 9 минералами в средне-крупнозернистых песках нижнеаптской толщи и 12 минералами в средне-мелкозернистых песках средней-верхней толщ. Основным минералом тяжелой фракции во всех отложениях апта является ильменит, его содержание в крупно-среднезернистых песках в 1,5–2 раза выше. Во всех пробах присутствует лейкоксен, циркон, дистен, турмалин, рутил, ставролит и гранат. В некоторых пробах отмечается аномально высокое содержание: дистена (23,6 %) — в средне-мелкозернистых песках; оксидов железа (19,2 %) — в крупно-среднезернистых.

В целом для крупно-среднезернистых песков характерна турмалин-циркон-лейкоксен-ильменитовая ассоциация. Повышенное количество турмалина и циркона, относящихся к высоко устойчивым минералам (Бергер, 1986), указывает на то, что источником сноса в



Геологический разрез северного фланга месторождения Стрелецкое.

Условные обозначения: 1 — почвенно-растительный слой; 2 — покровные-растительные глинистые пески; 3 — флювиогляциальные глинистые пески; 4 — моренные суглинки; 5—9 — аптские отложения: 5 — мелкозернистые глинистые пески верхней толщи; 6 — средне-мелкозернистые пески средней толщи (строительные пески); 7 — каолиновые глины; 8 — крупно-среднезернистые пески нижней толщи (бетонные пески); 9 — прослой песчаников в верхней толще; 10 — алевитовые глины неокома; 11 — геологические границы; 12 — границы литологических типов и толщ аптского яруса; 13 — уровень подземных вод и его глубина от поверхности (в метрах); 14 — номер скважины и абсолютная отметка ее устья; 15 — номер пробы и интервал опробования; 16 — пересечение скважины геологических и литологических границ — глубина от поверхности, справа — абсолютная отметка (в метрах)

раннеаптское время мог быть комплекс магматических пород. В средне-мелкозернистых песках среднего – позднего апта отмечается ставролит-гранат-дистен-лейкоксен-ильменитовая ассоциация. Присутствие дистена и ставролита, относящихся к группе устойчивых минералов, свидетельствует о смене источников сноса на метаморфический комплекс.

Особенности аптского разреза. Наряду с классическим расчленением апта на три толщи, на площади Стрелецкого месторождения в разрезе аптских отложений наблюдаются значительные изменения, выражающиеся как в колебаниях его общей мощности, так и во взаимоотношении его толщ между собой. На трех участках месторождения отмечается монофациальный разрез. В западной части площади апт представлен только крупно-среднезернистыми песками нижней толщи; в центральной части — мелко-среднезернистыми песками средней и верхней толщ; на северном фланге — только каолинистыми глинами средней толщи (рисунок).

Разрез аптского яруса, вскрытый близ северной границы месторождения, может считаться уникальным. Аптские отложения на всю мощность, в интервале 4,0–18,8 м, представлены каолинистыми глинами (!) с прослоями углистых глин и заторфованных алевритов. Вероятно, на протяжении всего аптского века здесь существовала старица, периодически заболачивающаяся и изредка переходящая в пойму.

Пласт каолинистых глин шириной 50–60 м протягивается вдоль северной границы месторождения Стрелецкое на 140–160 м. Он является юго-восточной частью линзовидной залежи, вскрытой на восточном участке Петровского месторождения светложгущихся керамических глин. По содержанию Al_2O_3 глины, вскрытые на Стрелецком месторождении, относятся к керамическим полукислым. Содержание глинозема (в среднем по разрезу более 20 %), незначительное количество примесей железа (не выше 1,2 %) и удовлетворительные П.П.П. делают данные глины перспективными на керамические светложгущиеся глины.

Литература

- Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
- Михин В.П. О перспективах выявления стекольных песков в нижнемеловых отложениях Воронежской области // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. № 1. С. 184–186.
- Михин В.П., Музылев Н.А., Савко А.Д. Латненское месторождение огнеупорных глин и возможности его комплексного использования // Геологический вестник Центрального района России. 2000. № 2. С. 57–65.
- Савко А.Д., Михин В.П., Холмовой Г.В. Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон-Ведуга-Девича // Тр. НИИ Геологии ВГУ. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. Вып. 26. 111 с.
- Савко А.Д. и др. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные и керамические глины // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2011. № 2. С. 116–136.
- Савко А.Д. и др. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 2. Полезные ископаемые песчаных пород // Вестник Воронежского ун-та. Сер. геол. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2012. № 1. С. 155–172.
- Хожашнов Н.П. Литология толщи огнеупорных глин Латненского месторождения // Тр. Воронежского ун-та. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1958. Т. 48. С. 36–47.
- Хожашнов Н.П. Литология терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антеклизы и проблемы их рудоносности: дисс... д-ра геол.-минерал. наук. Воронеж, 1972. 662 с.

СТРУКТУРА РАННЕКЕМБРИЙСКОЙ ИХНОФАЦИИ CRUZIANA ИЗ КЕССЮСИНСКОЙ СЕРИИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

В.В. Марусин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
marussin.vas@gmail.com

Пограничные отложения венда и нижнего кембрия гипостратотипического разреза венда Оленекского поднятия Арктической Сибири предоставляют уникальную возможность детально изучить особенности эволюции органического мира и установить важнейшие макроэкологические трансформации, происходившие в данный период. Одной из групп ископаемых остатков, дающих представление о глобальных изменениях в структуре макробентосных сообществ, являются ископаемые следы жизнедеятельности. В протерозойской и фанерозойской геологической летописи эта группа не имеет большого стратиграфического значения из-за высокой приуроченности ископаемых следов к фациям, а также в связи с относительно высокой трудностью для диагностики и последующей реконструкции оставивших их организмов. Однако именно для пограничных отложений венда и кембрия группа ископаемых следов является архистратиграфической, поскольку именно в этот период повсеместно наблюдается появление подавляющего большинства типов поведения эндобентосных макроорганизмов, что отражается в очень высоких темпах эволюции этой группы палеонтологических остатков. В фанерозойское же время ископаемые следы жизнедеятельности играют роль вспомогательного инструмента для диагностики и реконструкции фациальной картины вмещающих осадочных последовательностей (ихнофациальный анализ) (Ekdale, 1988).

Традиционно считается, что начало активного перемешивания осадка роющими бентосными организмами (биотурбации) связано с резким увеличением таксономического и количественного разнообразия бентосных макроформ в раннем кембрии. Однако последние данные по изучению хатыспытской свиты хорбусуонской серии верхнего венда (Оленекское поднятие) демонстрируют широкое распространение в разрезе ихнотекстур, причем зачастую с полным уничтожением первичной слоистости (Rogov et al., 2012).

В результате детального изучения осадочных последовательностей пограничных отложений венда и кембрия гипостратотипического разреза венда Сибирской платформы на Оленекском поднятии в отложениях, традиционно выделяющихся в объеме кессюсинской свиты, залегающей на хорбусуонской серии, был установлен представительный комплекс ископаемых следов жизнедеятельности. Всестороннее изучение данных отложений выявило их сложное внутреннее строение и полигенетическую природу. Поэтому для сохранения исторического названия было решено повысить кессюсинскую свиту в ранге до серии и в ее составе выделить 3 свиты: сыаргалахскую (преимущественно песчанистая часть), маттайскую (включает в себя «среднюю», преимущественно глинистую, и верхнюю «терригенно-карбонатную» части), а также бороулахскую (самая верхняя часть кессюсинской серии над мощной карбонатной постройкой — «суордахским биогермным пластом»).

Первое появление ископаемых следов жизнедеятельности в алюмо-силикокластических осадках кессюсинской серии приурочено к верхней части фации бугорчатослоистых песчаников сыаргалахской свиты (пласт темно-серых мелкозернистых). Данный уровень характеризуется появлением как горизонтальных (*Treptichnus pedum*, *Curvolithus isp*, *Monomorphichnus lineatus*, *Helminthoidichnites tenuis* и *Planolites isp.*), так и биотурбирующих следов (*Treptichnus circularis*, *Bergaueria perata*, *B. phalica*). Особо следует отметить, что в верхней части сыаргалахской свиты появляются следы *T. pedum* — индекса-таксона нижней границы кембрия в Международной Стратиграфической Шкале — а также следы переработки осадка артроподами *Monomorphichnus*. Следует отметить, что появление сыаргалахского ихнокомплекса в самой верхней части свиты, скорее всего, обусловлено недостаточно благоприятными условиями в ее нижней части. Однако уровень «истинного» появления данных ихноформ в разрезе располагается незначительно ниже, поскольку сыаргалахская свита характеризуется относительной однородностью

литологического состава по всей ее мощности, а также отсутствием ярко выраженных трендов смены литологии, что могло бы свидетельствовать о смене фаций.

Следующий уровень с находками следов жизнедеятельности приурочен к слоям мелкозернистых тонко-ровнослоистых песчаников, отвечающих наиболее дистальным частям фации волнистослоистых песчаников, в основании маттайской свиты кессюсинской серии. Данный уровень важен появлением в разрезе Оленекского поднятия следов лежания на осадке артропод *Rusophycus avalonensis*, которые в настоящее время являются индекс-таксоном второй кембрийской зоны по ископаемым следам жизнедеятельности (Jensen, 2003). Обращает на себя внимание тот факт, что появление в разрезе Оленекского поднятия следов *R. avalonensis* не сопряжено с резким увеличением количественного и таксономического разнообразия ихнокомплекса, как это считалось ранее, — наблюдается сокращение, оскудение таксономического состава: помимо проходящих из сыргалахской свиты *Monomorphichnus lineatus* и *Treptichnus circularis*, в нижней части маттайской свиты появляются только парные параллельные царапины *Monomorphichnus bilinearis*. Вероятно, снижение таксономического состава связано со сменой фаций: переход от сыргалахской к маттайской свите характеризуется переходом от бугорчато-слоистых к дистальным частям фации волнистослоистых песчаников. Ввиду того, что большая часть нижней части маттайской свиты не вскрыта в обнажениях, установить ее литологический состав и структуру ихноценоза не представляется возможным. Однако в средней части маттайской свиты также сохраняется бедность ихнокомплекса: установлены норы трептихрид *T. pedum*, в косоволнистослоистых песчаниках широко распространены биотурбирующие следы *Arenicolites* isp. Данный факт дает основание предполагать относительно бедный таксономический состав во всей нижней части маттайской свиты.

В средней части маттайской свиты происходит резкий всплеск разнообразия ископаемых следов жизнедеятельности, не приуроченный к резкой смене фаций (происходит постепенный переход от дистальных к проксимальным частям фации волнистослоистых песчаников). Сначала, помимо встречавшихся ранее *Arenicolites* isp., *Helminthoidichnites tenuis*, *Monomorphichnus bilinearis*, *M. lineatus*, *Planolites* isp. и *Treptichnus pedum*, появляются горизонтальные следы *Didymaulichnus miettensis*, следы *Palaeophycus* isp. и вертикальные норы *Skolithos linearis*. Однако наиболее значимый всплеск разнообразия ископаемых следов происходит над уровнем вторых внутрiformационных конгломератов. Наряду с перечисленным выше комплексом, а также вертикальными норами *Bergaueria perata* и *B. phalica* и горизонтальными *Curvolithus* isp., наблюдается появление 16 ихновинов: биотурбирующие — *Arthropycus* isp., *Chtenoichnus circinatus* (igen. nov.), *C. linearis* igen. et isp. nov., *C. symmetricus* igen. et isp. nov., *Diplocraterion parallelum*, *Gyrolithes polonicus*, *Rhizocorallium jenense*, *Rosselia socialis*, *Skolithos* cf. *verticalis*, *T. arcus* и *Zoophycos brianteus*; небитурбирующие — *Diplichnites* isp., *Nereites* isp. (1), *Nereites* isp. (2), *Plagiognus arcuatus*, *Torrowangea rosei* и *T. bifurcus*. Следует особо отметить, что: а) всплеск разнообразия на данном уровне происходит повсеместно (по р. Хорбусуонка, р. Керсюке и р. Оленек); б) увеличение количественного и таксономического разнообразия на данном уровне не приурочено к подошвам каких-либо ихнозон (в разрезе кессюсинской серии отсутствует следующий индекс-таксон *Cruziana tenella* (следы ползания трилобитов)); в) в разрезе Оленекского поднятия следы *Zoophycos brianteus* встречаются на одном из самых низких уровней. Хотелось бы обратить особое внимание на ихнотаксон *Chtenoichnus* igen. nov., впервые выделяемый в рамках данного исследования, представляющий собой серии линейно-ориентированных пологих J-образных нор, перемещающих осадок как протрузивно, так и ретрузивно преимущественно в горизонтальном направлении.

Интервал, отвечающий в разрезах на р. Керсюке «Суордахскому биогермному пласту», в разрезах по р. Хорбусуонка демонстрирует некоторое снижение таксономического разнообразия, что, вероятно, связано с менее благоприятными обстановками существования (более проксимальные обстановки фации волнистослоистых песчаников). В данном интервале количественным доминированием обладают следы *Chtenoichnus*: если в нижележащих отложениях они встречаются относительно редко, как правило, в виде отдельных следов на поверхностях вертикальных сколов, то в данном интервале и в нижней части бороулахской свиты

данные следы распространены очень широко и являются одними из основных «конструкторов» облика ихноценоза.

Нижняя часть бороулахской свиты (наиболее проксимальная часть фации волнистослоистых песчаников) также демонстрирует значительное количественное и таксономическое разнообразие ископаемых следов. Помимо большого количества встречающихся в нижележащих отложениях следов, данный интервал характеризуется появлением *Phycodes palmatum*, *P. parallelum*, *Curvolithus simplex*, *Daedalus* isp., *Treptichnus lublinensis*, *T. rectangularis* и *Trichophycus venosus*. Вызывает интерес полное отсутствие следов *Zoophycos*, которые в средней части маттайской свиты распространены очень широко, а также практически полное отсутствие следов *Rhizocorallium* (также широко распространены в средней части маттайской свиты) и следов артропод (*Diplichnites*, *Monomorphichnus* и *Rusophycus*).

Верхняя часть бороулахской свиты, отвечающая обстановкам фации ровнослоистых песчаников, демонстрирует в значительной степени менее разнообразный комплекс ископаемых следов: биотурбирующие — *Gyrolithes polonicus* и *Skolithos linearis*, а также горизонтальные следы *Helminthoidichnites tenuis*, *Didymaulichnus miettensis*, *Oldhamia radiata*, *Palaeophycus* isp., *Treptichnus bifurcus* и *T. pedum*. Снижение таксономического и количественного разнообразия, вероятно, связано со сменой обстановок седиментации, которая повлияла на структуру ихноценоза.

Основываясь на структуре ихноценоза, а также на полученных данных о фациальной структуре сыргалахской, маттайской и бороулахской свит, можно сделать вывод о том, что вся кессюсинская серия характеризуется распространением ихнофации *Cruziana*, начиная с ее зарождения в верхней части сыргалахской свиты, где данный ихнокомплекс является стабильным, без латеральных вариаций. Распределение ихнокомплексов в кессюсинской серии контролируется латеральными вариациями литофаций — так, например, в маттайской свите наблюдается постепенный переход от дистальных к проксимальным обстановкам фации волнистослоистых песчаников, что находит свое отражение в последовательной смене состава ихноценоза: наиболее дистальные обстановки характеризуются следами ползания и неподвижного лежания артропод (*Monomorphichnus*, *Rusophycus*) и относительно небольшим количеством биотурбирующих таксонов (*Treptichnus circularis*), что отвечает дистальной части ихнофации *Cruziana*. Вверх по разрезу наблюдается обогащение ихнокомплекса, связанное, с одной стороны, с эволюционным процессом появления новых типов поведения (резкий всплеск разнообразия таксонов в средней части маттайской свиты), а с другой — со смещением в более проксимальные зоны ихнофации, которая характеризуется присутствием большого таксономического и количественного разнообразия как горизонтальных следов перемещения организмов (*Curvolithus*, *Didymaulichnus*, *Helminthoidichnites*, *Plagiogmus*, *Treptichnus* и др.), так и активных биотурбаторов (*Rhizocorallium*, *Zoophycos*, *Diplocraterion*, *Chtenoichnus*, *Diplocraterion*, *Skolithos* и др.).

Таким образом, на основании детального изучения стратиграфического и латерального распределения ископаемых следов жизнедеятельности в разрезе кессюсинской серии Оленекского поднятия можно сделать вывод, что ихнотаксономический состав комплекса однозначно диагностирует ихнофацию *Cruziana*, несмотря на отсутствие следов собственно трилобитов. Данный факт может говорить о том, что трилобиты, видимо, не играли важной инженерно-конструкторской роли в создании в раннекембрийское время новых экологических ниш, как это традиционно считается (Hughes, 2001), но являлись пассивными колонизаторами (не вносящими существенные изменения в структуру сообщества) уже сформированного ранее экологического пространства (Erwin & Tweedt, 2011).

Исследования проведены при поддержке проектов РФФИ №№ 10-05-00953, 12-05-31356 и 12-05-00012.

Литература

- Ekdale A.A. Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages // *Palaios*. 1988. V. 3. P. 464–472.
- Erwin D.H., Tweedt S. Ecological drivers of the Ediacaran-Cambrian diversification of Metazoa // *Evolutionary Ecology*. 2011. V. 26. P. 417–433.

Hughes N.C. Ecologic evolution of Cambrian trilobites // The Ecology of the Cambrian Radiation. Columbia: Columbia University Press. 2001. P. 370–403.

Jensen S. The Proterozoic and Earliest Cambrian trace fossil record; patterns, problems and perspectives // Integrative and Comparative Biology. 2003. V. 43. P. 219–228.

Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Y., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. The oldest evidence of bioturbation on Earth // Geology. 2012. V. 40. P. 395–398.

СИНОРОГЕННЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА

**А.В. Маслов¹, Г.А. Мизенс¹, В.Н. Подковыров², А.Д. Ножкин³, Т. М. Сокур⁴,
А.И. Малиновский⁵, А.А. Сорокин⁶, Ю.Н. Смирнова⁶, Э.З. Гареев⁷,
Н.В. Дмитриева³, Е.Ф. Летникова³**

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, vpodk@mail.ru

³Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, nozhkin@igm.sbras.ru

⁴Институт геологических наук НАН Украины, Киев, sokur.1966@mail.ru

⁵Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru

⁶Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, sorokin@ascnet.ru

⁷Бургас, gareevemir@yandex.ru

Химический состав осадочных образований позволяет получить важную информацию относительно размывавшихся на палеоводосборах пород и тектонического стиля бассейнов осадконакопления. Литогеохимические характеристики песчаников и тонкозернистых обломочных образований (глины, аргиллиты, глинистые сланцы, мелкозернистые глинистые алевролиты) могут быть весьма полезными также для реконструкции различных экзогенных процессов, таких как выветривание, транспортировка кластики и др. Ранее нами выполнено исследование основных черт литохимии синорогенных псаммитов (псаммиты флишевых и молассовых формаций предгорных бассейнов, межгорных прогибов и постколлизийных грабенов). Анализ валового химического состава показал, что они формировались за счет смешения кластики из разнородных/локальных источников сноса. Области составов песчаников на дискриминантных палеотектонических диаграммах характеризуются заметной изменчивостью. В указанной ситуации только положение точек песчаников на различных палеотектонических диаграммах не может рассматриваться как основной аргумент при установлении их природы.

В настоящей работе мы попытались оценить особенности валового химического состава глинистых пород преимущественно предгорных и межгорных прогибов, выполненных как собственно молассовыми образованиями, флишем и шлиром, так и вулканогенной и нескладчатой (удаленной) молассой, и проанализировать положение их средних фигуративных точек на широко используемых при различных палеотектонических реконструкциях дискриминантных диаграммах. Основные объекты исследования: олигоцен-плиоценовая вулканогенная моласса Олюторского террейна Камчатки, верхнепермская и верхневендская моласса южноуральских сегментов, соответственно, краевых прогибов тиманид и уралид, средне-верхнеюрские молассовые образования Верхнеамурского и Зeya-Депского прогибов Монголо-Охотского складчатого пояса, верхневендская шлировая формация Среднего Урала, флиш и моласса постколлизийных рифтогенных прогибов среднего и позднего неопротерозоя Енисейского кряжа, верхневендская нескладчатая моласса Вычегодского прогиба, Приднестровского перикратона, Шкаповско-Шиханской впадины и др.

Входящие в состав синорогенных осадочных последовательностей тонкозернистые обломочные породы на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) принадлежат преимущественно к сланцам и ваккам, несколько меньше среди них Fe-сланцев и железистых песчаников (рис. 1). На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ (Юдович,

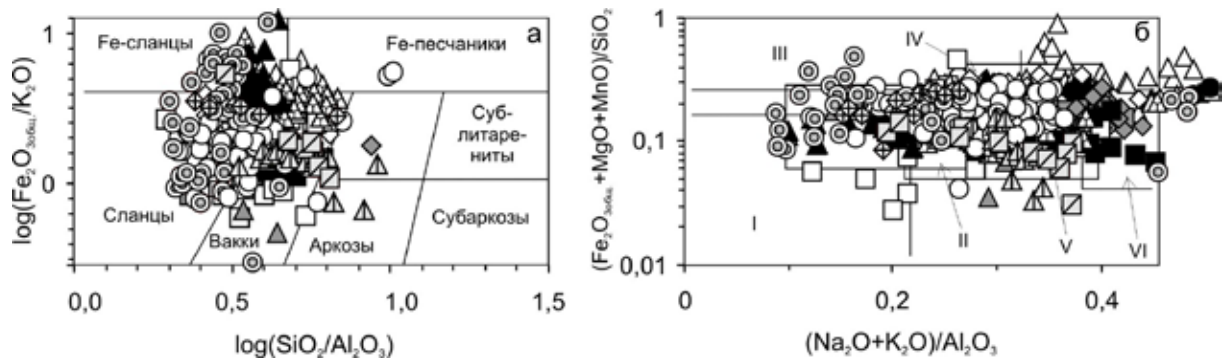


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов синорогенных глинистых пород различных объектов (моласса, V_2 , Башкирский мегантиклинорий; шпир, V_2 , Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий; нескладчатая моласса, V_2 , Вычегодский прогиб; молассоиды среднего-верхнего неопротерозоя Енисейского кряжа; раннеопротерозойские молассоиды Енисейского кряжа; моласса, $J_{2,3}$, Верхнеамурский и Зяя-Депский прогибы; континентальная вулканогенная моласса (корфская свита), средний миоцен-нижний плиоцен, Олюторский террейн; морская вулканогенная моласса (алугинская и пахачинская свиты), олигоцен-средний миоцен, там же; нескладчатая моласса, V_2 , Днестровский перикратон; флиш и сопутствующие ему образования, мел-олигоцен (?), Сицилийский домен; то же, мел-миоцен, бассейны Лагонегро и Нумидийский; моласса, верхний мел-нижний палеоцен, бассейн Наньсюн; моласса, средний миоцен-плейстоцен, Индо-Гангский прогиб) на диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}/\text{K}_2\text{O})$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}+\text{MgO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ (б)

Кетрис, 2000) фигуративные точки составов глинистых пород указанных последовательностей занимают в основном поля II, IV, V и VI, т.е. относятся к глинам с преобладанием смектита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюд, хлорит-гидрослюдистым и хлорит-смектит-гидрослюдистым глинам, а также собственно гидрослюдистым глинам с примесью тонкодисперсных полевых шпатов. Таким образом, во всех рассмотренных случаях мы имеем дело преимущественно с «обычными» глинистыми породами, присутствующими в большинстве других типов осадочных ассоциаций.

Нами выполнено также сопоставление валового химического состава синорогенных аргиллитов и глинистых сланцев с составом фанерозойских гранитов и мезо-кайнозойских базальтов (Condie, 1993), верхней континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003), мезо-кайнозойских граувакк (Condie, 1993) и палеозойских граувакк Германии (Wedepohl, Simon, 2012), а также с PAAS (Тейлор, МакЛеннан, 1988) (рис. 2). Анализ полученных результатов вполне однозначно показывает, что источником вещества для синорогенных глинистых пород были образования сложного и разнородного состава. Среди них не могли быть ни типичные граувакки, ни материнские для них породы. Палеоводосборы, сложенные преимущественно породами основного состава, также не являлись главными/единственными поставщиками кластики, как, очевидно, и гранитные массивы. Средний валовый химический состав глинистых пород всех проанализированных нами синорогенных осадочных ассоциаций больше всего напоминает состав среднего постархейского глинистого сланца, выступающего, как известно, как один из «эталонов» кратонных сланцев. Если вспомнить, что PAAS обычно рассматривается как интегрированный (обобщенный) показатель состава верхней континентальной коры, формирующейся в результате того или иного крупного тектонического цикла, то такой вывод не требует особых пояснений.

Средние точки составов синорогенных глинистых пород на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ расположены как в поле составов пассивных континентальных окраин, так и в полях активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 3а). На диаграмме F1-F2 они сосредоточены в поле составов пассивных континентальных окраин (рис. 3б), а на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для них, также как и в первом случае, характерен значительный разброс: часть средних точек составов тяготеет к полям CA, BA и SS, часть попадает в поле TE, а часть, характеризующаяся весьма высокими (более 3) значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, расположена вообще вне поля TE (рис. 3в).

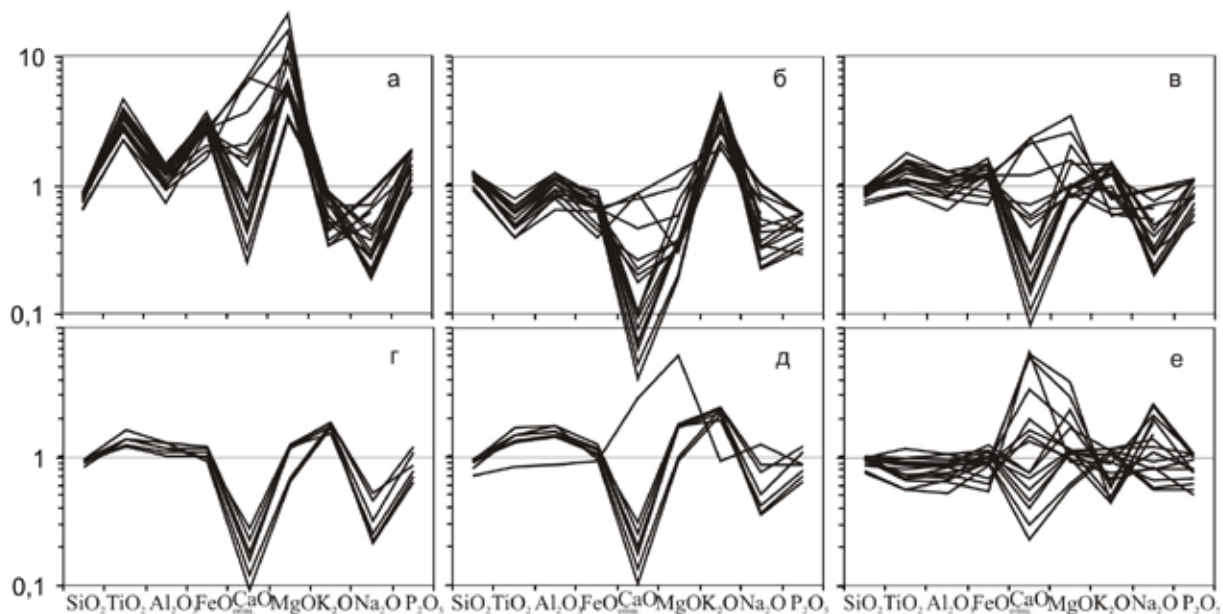


Рис. 2. Валовые химические составы глинистых пород различных синорогенных осадочных последовательностей, нормированные на состав ряда «химических эталонов» (а — фанерозойские граниты; б — мезо-кайнозойские базальты; в — верхняя континентальная кора; г — мезо-кайнозойские граувакки; д — палеозойские граувакки Германии; е — PAAS)

Рассматривая положение областей частных фигуративных точек составов рассмотренных нами синорогенных глинистых пород различных объектов, за исключением верхнепермской молассы Предуральяского прогиба, на дискриминантных палеотектонических диаграммах можно также отметить, что на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ указанные точки сосредоточены преимущественно в поле составов, характерных для обстановок пассивных континентальных окраин. Иное положение свойственно им на двух других диаграммах (SiO_2-K_2O/Na_2O и F1-F2), где результирующие области, так же как и для отмеченных выше случаев, секут границы классификационных полей и расположены как в поле составов пассивных окраин континентов, т.е. достаточно спокойных в палеотектоническом отношении зон, так и в поле составов, характерных для активных континентальных окраин.

Таким образом, можно предполагать, что в условиях активной тектоники, присущей коллизионному этапу развития подвижных поясов, не происходит существенной гомогенизации состава не только псаммитов, но и глинистых пород, валовый химический состав которых преимущественно отражает особенности состава породных ассоциаций, сформированных как на дивергентном и конвергентном, так и на собственно коллизионном этапах. Последнее весьма хорошо можно видеть на примере Тимано-Уральского сегмента Евразии, где, по представлениям (Нечеухин, Волчек, 2012), орогенные системы сформированы процессами межзональной, межблоковой, межсегментной и межорогенной коллизии, а также гиперколлизии. Межзональная коллизия проявляется при столкновении зон, сложенных, как подчеркивают названные авторы, породными комплексами, которые значительно отличаются по геодинамическим режимам и обстановкам своего формирования. В пределах Уральского орогена такой тип коллизии предполагается для зоны сочленения офиолитовых ассоциаций и вулканоплутонических комплексов Полярного Урала. В обстановках межблоковой и межсегментной коллизии существенная роль принадлежит террейнам древней континентальной коры, сложенным гнейсовыми и мигматит-гнейсовыми комплексами, а также массивами гранитоидов; в ассоциации с ними часто можно видеть ультрабазит-габбровые и ультрабазитовые комплексы океанической коры, а также палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования разных геодинамических обстановок. Гиперколлизия сопровождается процессами тектонического скупивания и динамометаморфических и структурных преобразований, а также

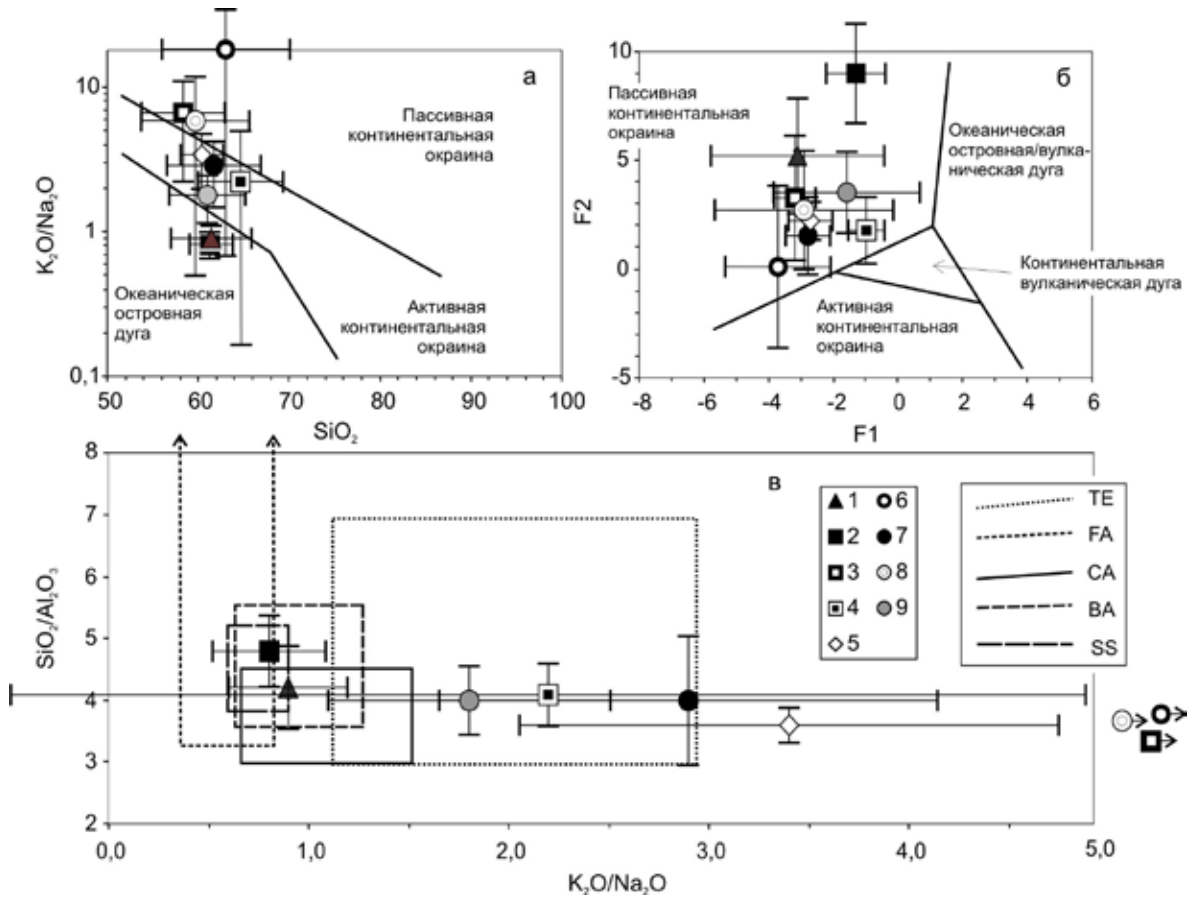


Рис. 3. Положение средних фигуративных точек составов синорогенных тонкозернистых обломочных пород на ряде дискриминантных палеотектонических диаграмм (1 — вулканогенная моласса, олигоцен-нижний плиоцен, Олюторский террейн; 2 — моласса, верхняя пермь-нижний триас, южноуральский сегмент Предуральского прогиба; 3 — моласса, верхний венд, Башкирский мегантиклинорий; 4 — моласса, средняя-верхняя юра, Верхнеамурский и Зей-Депский прогибы; 5 — шпировая формация, верхний венд, Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий; 6 — средне-позднепротерозойские молассоиды Енисейского края; 7 — нескладчатая моласса, верхний венд, Вычегодский прогиб; 8 — нескладчатая моласса, верхний венд, Днестровский перикратон; 9 — нескладчатая моласса, верхний венд, Шкаповско-Шиханская впадина). TE — пассивные континентальные окраины; FA — преддуговые бассейны; CA — окраинно-континентальные магматические дуги; BA — задуговые бассейны; SS — бассейны осадконакопления, сопряженные со сдвиговыми обстановками

формированием серпентинитового меланжа и ультрабазитовых протрузий. Предполагается, что именно с ней связано становление внутритеррейновых гранитоидных плутонов и формирование предгорного прогиба.

Свойственные синорогенным глинистым породам широкие вариации значений отношения K_2O/Na_2O , как и приведенные выше аргументы, дают основания считать, что вклад т.н. орогенных (коллизинных и постколлизинных) гранитоидов, характеризующихся преобладанием K_2O над Na_2O и дающих при выведении на дневную поверхность громадные объемы аркозового и близкого к нему по составу обломочного материала, в их формирование не был значительным и тем более решающим. Особенно хорошо это видно на примере позднепермской молассы Предуральского прогиба, а также вулканогенной молассы Олюторского террейна Камчатки. В то же время, если для последнего наличие орогенных гранитоидов на палеоводосборах, исходя из общей геологической ситуации, ожидать трудно, то в случае с Уральским складчатым поясом, где становление коровых гранитных комплексов имело место как раз в пермское время, а общая их площадь на современном эрозионном срезе составляет ~20% всей площади орогена (Ферштатер, 2012), преобладание в составе глинистых пород молассовых осадочных ассоциаций оксида натрия над оксидом калия объясняется, скорее

всего, отсутствием орогенных гранитоидов в зонах, поставлявших кластику в Предуральский прогиб, или недостаточно глубоким эрозионным срезом.

Из рассмотренных материалов достаточно очевидно, что для суждения о палеотектонической природе тех или иных осадочных последовательностей недостаточно только сведений о положении фигуративных точек валовых химических составов глинистых пород, как и песчаников, на наиболее известных дискриминантных диаграммах.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогения» (проекты: УрО РАН 12-С-5-1014, СО РАН 68, ДВО РАН 12-П-СУ-08-009).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЫРЫХ НЕФТЕЙ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

А.В. Маслов¹, Ю.Н. Федоров², Ю.Л. Ронкин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru

²ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», Тюмень

В большинстве современных работ, посвященных исследованию геохимических особенностей нефтей, характеристика их микроэлементного состава проводится почти исключительно по данным для смолисто-асфальтеновых фракций. Связано это с тем, что основными концентраторами литофильных элементов являются асфальтены. В настоящее время установлено, что нефти Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций имеют достаточно сходную металлогеническую специализацию (повышенные концентрации Cr, Co, Ni, V, Si, Ga, Nb, Cd и U). Для нефтей Днепровско-Донецкой впадины свойственны повышенные содержания Zr, Ti, Hf, Sc и Th. Нефти Восточной Сибири обогащены Zn, Cr, Zr и Cd. В нефтях Западной Сибири наблюдаются повышенные содержания Pb, Mn, Zn, Ni, Y, Cs, Ba и W (Готтих, Писоцкий, 2012).

В настоящей работе рассмотрены содержания и соотношения редких и рассеянных элементов в сырых нефтях (не в смолисто-асфальтеновых фракциях) Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири (ШНГР), полученные методом ICP-MS, с использованием тандемного масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT2.

Сырая нефть из коры выветривания доюрского фундамента (скв. Даниловская 2296 и др.) имеет величину $\sum(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{V})$ от 56 до 71 мкг/г. V в ней преобладает над Ni и Fe. Сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) варьирует от 0,0013 до 0,018 мкг/г. Столь же существенен разброс значений La_N/Yb_N (от 4,0 до 40,2). Европиевая аномалия положительная, значения ее меняются от 12,3 до 82,0. Величина Gd_N/Yb_N варьирует от 1,3 до 2,6.

Сырая нефть из пласта Ю₁₂, залегающего в нижней части шеркалинской свиты (скв. Западно-Котухтинская 150), имеет сопоставимую с нефтью из коры выветривания величину $\sum(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{V})$ (86 мкг/г), тогда как значения V/Cu и Zn/Co в ней иные (0,19 и 58,0). В отличие от нефти из коры выветривания здесь Fe преобладает над Ni и V, т.е. это, скорее всего, вторично обогащенные ЭП нефти. Сумма РЗЭ в сырой нефти пласта Ю₁₂ составляет 0,055 мкг/г. Дифференциация легких и тяжелых РЗЭ относительно невелика ($\text{La}_N/\text{Yb}_N=6,5$), величина положительной европиевой аномалии достигает значения 41, а деплетирование ТРЗЭ не наблюдается.

Медианная величина $\sum(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{V})$ для сырой нефти из тюменской свиты (скважины Ловинская 9150, 9191, Западно-Ловинская 8418, Яхлинская 2805, Лазаревская 3215 и др.) составляет 23,1 мкг/г. Медианные содержания Fe и V здесь сопоставимы (10,5 и 8,4 мкг/г) и несколько выше, чем медианное содержание Ni. Медианные значения V/Cu (88,8) и Zn/Co (26,0) существенно отличаются от тех, что присущи сырым нефтям коры выветривания (соответственно, 420–520). Медианное значение суммы РЗЭ для сырых нефтей пласта Т составляет 0,0050 мкг/г, величина La_N/Yb_N заметно ниже, чем в нефтях из коры выветривания и пласта Ю₁₂, деплетирование

ТРЗЭ, как правило, не наблюдается или выражено слабо ($Gd_N/Yb_{\text{медиана}}=1,64\pm 0,66$). Европиевая аномалия положительная, $Eu/Eu^*_{\text{медиана}}=28,0$.

Нефть из вогулкинской толщи (скважины Мортымья-Тетеревская 639, Западно-Толумская 1811, Южно-Толумская 1831, СЗ Толумская 1699 и др.) имеет величину $\Sigma(Fe, Ni, V)_{\text{медиана}}$ 8,1 мкг/г. Содержания Fe и V не превышают 10 мкг/г, тогда $Ni_{\text{медиана}}$ составляет <1 мкг/г. Значения $V/Cu_{\text{медиана}}$ и $Zn/Co_{\text{медиана}}$ равны 7,9 и 67,0. Сумма РЗЭ $_{\text{медиана}}$ составляет 0,0091 мкг/г. $La_N/Yb_{\text{медиана}}$ относительно невелико — 5,5. Европиевая аномалия положительная и варьирует от 3 до 32.

Сырая нефть из баженовской свиты (скв. Западно-Сахалинская 114 и Северо-Кочевская 519-Р) характеризуется исключительно высокими значениями суммы Fe, Ni и V (422 и 236 мкг/г). Содержания V составляют здесь 356 и 178 мкг/г; в целом V преобладает над Ni и Fe. Сумма РЗЭ имеет примерно тот же порядок, что и в приведенных выше случаях; дифференциация РЗЭ либо выраженная (19,5), либо умеренная (7,0). Eu/Eu^* варьирует от 5,3 до 18,50.

Нефть из ачимовской пачки (скв. Ровинская 215) также имеет довольно высокое содержание биофильных элементов — $\Sigma(Fe, Ni, V)$ равна 152,3 мкг/г. Ванадий здесь, так же как и в случае баженовской нефти, преобладает над Ni и Fe. При сумме РЗЭ 0,027 мкг/г отношение La_N/Yb_N достигает 12, тогда как Eu аномалия крайне невелика (1,13). Еще одной особенностью сырой нефти из ачимовской пачки является некоторое деплетирование ТРЗЭ ($Gd_N/Yb_N=2,12$).

Пласт БВ₆ (готерив) опробован по скважинам Кичимовской группы (6793, 8010 и 8014). Для сырых нефтей данного уровня характерно высокое медианное содержание $\Sigma(Fe, Ni, V)$ (338 мкг/г), при этом концентрации (медианные) V и Ni в нефтях примерно равны (117,4 и 115,2 мкг/г), а концентрация Fe на 2 порядка ниже. Сумма РЗЭ варьирует от 0,0020 до 0,10 мкг/г. Степень дифференциации РЗЭ изменяется от 1,33 до 87,20. Минимальное значение Eu/Eu^* отличается от максимального также на два порядка.

Пробы сырой нефти из пластов группы АВ характеризуются V специализацией. $\Sigma(V, Fe, Ni)$ составляет здесь от 128 до 223 мкг/г. Значения V/Cu изменяются от 700 до 2680. Сумма РЗЭ варьирует от 0,018 до 0,031 мкг/г. Для нефтей рассматриваемого уровня присущи весьма значительные величины отношения La_N/Yb_N , минимальное из которых равно 22, а максимальное достигает 120. Отличительной особенностью проб сырых нефтей данного уровня является чрезвычайно высокая величина $Eu/Eu^*_{\text{медиана}}$ (328).

Анализируемые ниже данные в чем-то совпадают с теми данными, что приведены в работе (Готтих, Писоцкий, 2012), в чем-то существенным образом отличаются. Считается, что вне зависимости от того, в каком регионе взяты для исследования пробы нефтей, они обогащены «по отношению к верхнекоровым образованиям» Hg, As, Sb, Se, Te, Cd, Ag, Au, а концентрации V, Cu, Re и Ni могут быть как выше, так и ниже тех, что свойственны породам верхней коры. Содержания же Cr, Zn, Pb и Bi в них сопоставимы с последними.

В то же время для разных нефтегазоносных провинций концентрации тех или иных элементов-примесей в существенной мере варьируют. Например, сходная металлогеническая специализация свойственна нефтям Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций (для них наблюдается обогащение такими элементами как Cr, Co, Ni, V, Si, Ga, Nb, Cd и U). В волго-уральских нефтях наблюдаются значительные содержания Mo и Re, а тимано-печорские нефти обогащены Ba, W и Fe. Нефти Днепровско-Донецкой провинции содержат повышенные концентрации Zr, Ti, Hf, Sc и Th. Нефти Восточной Сибири отличаются от нефтей перечисленных выше провинций существенно более низкими содержаниями большинства перечисленных элементов. Однако и для них присущи довольно высокие концентрации Zn, Cr, Zr и Cd, а также Pb, Mn, Ni, Y, Cs, Ba и W. Анализируя распределение фигуративных точек сырых нефтей различных продуктивных горизонтов ШНГР можно видеть, что на диаграмме Ti–Pb–Zr (рисунок а) сырые нефти из коры выветривания, пластов Ю₁₂, ЮВ₁, ЮС₀, тюменского и вогулкинского резервуаров, а также пластов групп БС, БВ и АВ являются обогащенными Ti и Pb, тогда как по данным Р.П. Готтих и Б.И. Писоцкого (2012), смолисто-асфальтеновые компоненты нефтей Западной Сибири обладают повышенными содержаниями Pb.

По данным (Готтих, Писоцкий, 2012), для нефтей не свойственно обогащение Pt, тогда как Pd, напротив, преобладает. Присущие нефтям различных нефтегазоносных провинций

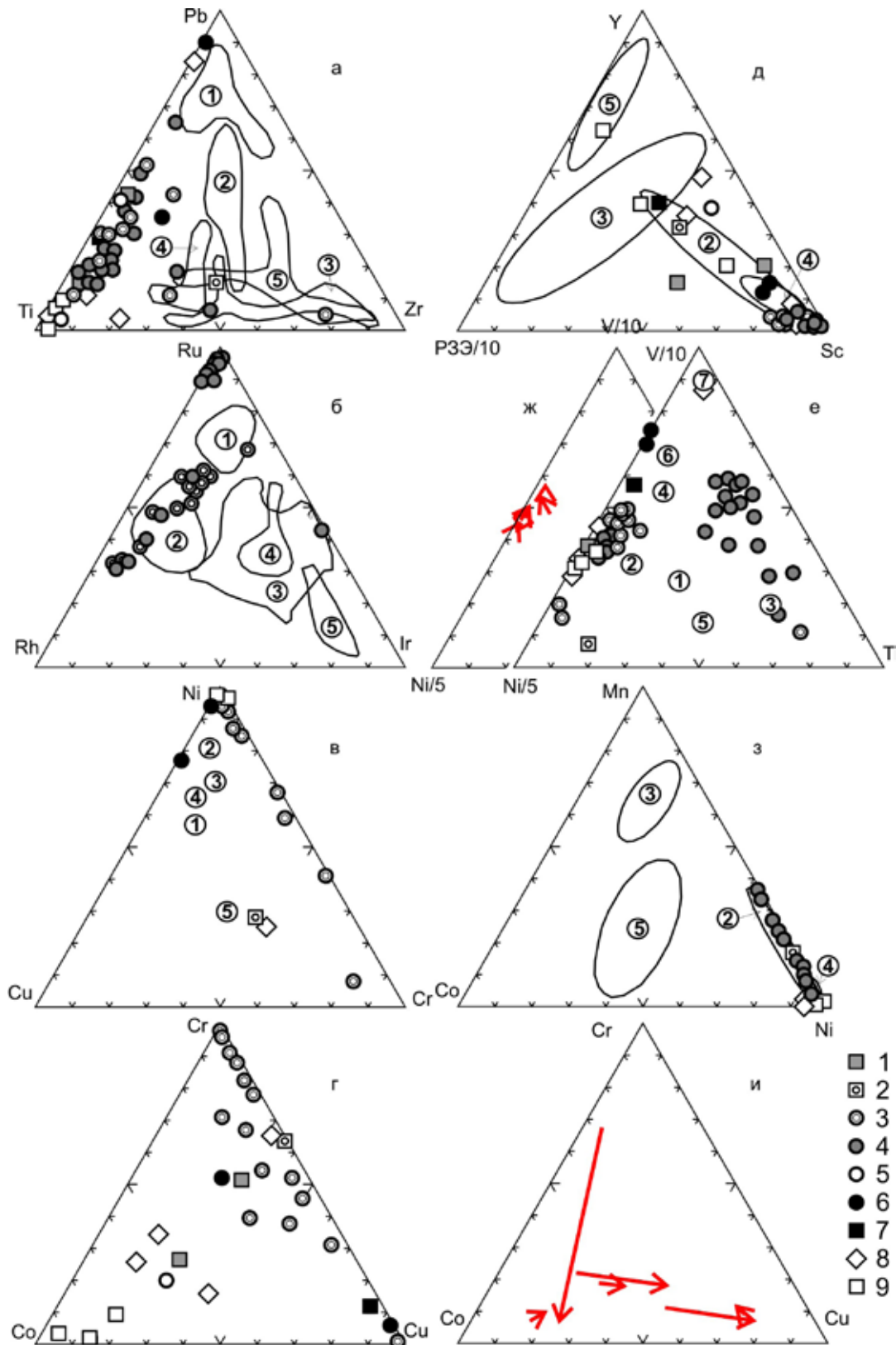


Рис. 1. Распределение фигуративных точек сырых нефтей ШНГР на различных дискриминантных диаграммах. Сырые нефти из продуктивных пластов: 1 — кора выветривания; 2 — пласт Ю₁₂; 3 — тюменская свита; 4 — вогулкинская толща; 5 — пласт Ю₁; 6 — пласт ЮС₀ (баженовская свита); 7 — пласт БС₁₈; 8 — пласты группы БВ; 9 — пласты группы АВ. Цифры в кружках — данные для смолисто-асфальтеновых фракций и битумов нефтегазоносных провинций (Готтих, Писоцкий, 2012): 1 — Западно-Сибирская; 2 — Тимано-Печорская; 3 — Днестровско-Припятская; 4 — Волго-Уральская; 5 — Лено-Тунгусская; 6 — Сахалинская; 7 — битумоиды доманикитов

различные величины отношения Ru/Ir являются основной для их дискриминации на ряд типов: иридиевый, промежуточный и рутениевый. Нефти Днепровско-Донецкой и Восточно-Сибирской провинций принадлежат к рутениевому и рутений-иридиевому типам. Нефти Волго-Уральской провинции имеют в основном иридиевую специализацию. Нефти Западной Сибири относятся, по данным названных выше авторов, к Ru–Ro типу. Наши данные по ЭПГ-специфике сырых нефтей ШНГР показывают, что в вогулкинском и тюменском резервуарах присутствуют нефти как Ru–Ro, так и собственно Ru типов (рисунок б). При этом и в продуктивных пластах тюменской свиты и в пластах вогулкинской толщи наблюдаются нефти с Ru–Ro-спецификой, что, возможно, указывает на наличие гидравлической связи между двумя указанными объектами.

Смолисто-асфальтеновые компоненты нефтей различных провинций обладают, по данным (Готтих, Писоцкий, 2012), Cu–Ni специализацией, что позволяет ряду авторов предполагать сходство металлогенического облика нефтей с аналогичным обликом ультраосновных магматических образований, для которых Cu–Ni–Pd-специализация как раз и присуща (Маракушев и др., 2004). На диаграмме Cu–Ni–Cr для большинства проанализированных нами проб, также как и для смолисто-асфальтеновых фракций (средние данные из работы (Готтих, Писоцкий, 2012) различных нефтегазоносных провинций, наблюдается тяготение фигуративных точек к вершине Ni (рисунок в). Однако и тут наши данные отличаются от приведенных в цитированной выше работе, так как пробы сырых нефтей значительной части продуктивных горизонтов ШНГР содержат существенно меньше Cu. Нефти баженовской свиты и на данной диаграмме характеризуются высокими относительными концентрациями Ni, но практически лишены Cr.

Весьма разнообразными являются сырые нефти ШНГР по соотношению в них кобальта, хрома и меди (рисунок г). Так, нефти из коры выветривания имеют как Cr–Cu специфику, так и содержат достаточно высокие концентрации Co. Отчасти это свойственно и наиболее молодым продуктивным горизонтам, хотя для пластов группы АВ присуща исключительно кобальтовая специализация. Сырые нефти тюменского резервуара обладают, как и нефти из коры выветривания, в основном выраженной Cr–Cu специализацией. Весьма различно соотношение кобальта, хрома и меди в нефти баженовского горизонта. Одна из проанализированных нами проб характеризуется ярко выраженным обогащением медью, тогда как другая обладает примерно равным соотношением всех трех рассматриваемых здесь микроэлементов. На диаграмме в этих же координатах (рисунок и) на примере проб, отобранных Ю.Н. Федоровым из коры выветривания, а также пластов Ю₃₋₄, ЮВ₁, БВ₆, АВ₂ и АВ₁₋₂ (Даниловская, Восточно-Лазаревская и Кечимовская площади) показано изменение относительных концентраций Co, Cr и Cu от сырых нефтей к тяжелым их фракциям ($T_{\text{выхода}} > 323$ °C). Очевидно, что определенной закономерности нет.

Анализ соотношений в битумах РЗЭ и Y позволяет, по данным (Готтих, Писоцкий, 2012), видеть существенное их различие в нефтях различных провинций. Так, например, битумы Днепровско-Донецкого авлакогена имеют заметно более высокие относительные концентрации РЗЭ, тогда как битумы из нефтей Восточной Сибири обогащены Y; считается, что указанные факты свидетельствуют в пользу предположения о большей щелочности флюидов, воздействовавших на породы Восточной Сибири. Распределение на диаграмме РЗЭ/10–Y–Sc (рисунок д) фигуративных точек сырых нефтей продуктивных горизонтов ШНГР обнаруживает тяготение большинства из них к вершине Sc. По этому параметру нефти ШНГР сходны с битумами и асфальтенами Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций.

На диаграмме Ni/5–V/10–Ti (рисунок е) подавляющее большинство фигуративных точек составов сырых нефтей продуктивного тюменского резервуара сосредоточено в области примерно равных относительных концентраций всех трех микроэлементов. В то же время нефти вогулкинского резервуара в своем большинстве характеризуются Ni–V металлогенической специализацией. Примерно такая же специализация характерна для нефтей баженовской свиты, а также стратиграфически более высоких продуктивных пластов (БС₁₈, БВ₆, АВ). Такая же специализация присуща на рассматриваемой диаграмме смолисто-асфальтеновым фракциям нефтей Тимано-Печорской и Волго-Уральской, а также Сахалинской провинций. На врезке

Из стрелками показано изменение относительных концентраций Ni, V и Ti при переходе от собственно сырых нефтей (начало стрелки) к тяжелым их фракциям (конец стрелки). Хорошо видно, что какая-либо выраженная тенденция отсутствует.

На диаграмме Co–Mn–Ni (рисунок 3), так же как и на ряде рассмотренных выше диаграмм, отчетливо вырисовывается Ni специализация всех исследованных нами проб сырых нефтей ШНГР, тогда как, по данным Р.П. Готтих и Б.И. Писоцкого, такая специализация характерна битумам из нефтей Тимано-Печорской и Волго-Уральской областей.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта 12-V-5-1039.

«МОДЕЛЬ КЕННЕДИ» И ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД УРАЛА И СИБИРИ

А.В. Маслов¹, В.Н. Подковыров²

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, vpodk@mail.ru*

В отечественной и мировой науке уже давно сложилось представление о том, что в докембрии отдельные участки поверхности суши колонизировались микробиальными биопленками с участием циано- и альго-бактериальных, грибных сообществ, что могло приводить к формированию примитивных почв (Retallack et al., 1984; Retallack, 2001; Бахнов, 2002; Заварзин, 2004; Добровольский, 2005 и др.). Существует точка зрения, что создать кислородсодержащую атмосферу Земли было невозможно без процессов почвообразования и что рост содержания кислорода в атмосфере явился не причиной, а следствием биотической эволюции, а именно — появления нового резервуара для аккумуляции органического углерода в виде наземных почвообразующих экосистем (Kennedy et al., 2006).

Общий тренд в изменении состава атмосферы в докембрии можно представить следующим образом. Присутствие в разрезах раннего докембрия (>3,8 млрд лет) осадочных пород указывает на существование уже в то время на поверхности нашей планеты водных бассейнов. Данные изучения палеопочв с возрастом 3,5 млрд лет указывают, что концентрации CO₂ в атмосфере в то время были примерно в 5 раз меньше, чем требуется для возникновения парникового эффекта. Уменьшение содержания CO₂ в атмосфере, по-видимому, было связано с изменениями в карбонатном цикле за счет связывания её карбонатными отложениями и вовлечением в процессы фотосинтеза параллельно с увеличением объемов fossilизируемого органического вещества. Переход от бескислородной атмосферы к атмосфере с небольшим количеством O₂ и окисленному поверхностному слою океанической воды произошел, должно быть, в палеопротерозое (2,3 млрд лет назад) (Holland, 2006). После 2,0 млрд лет фиксируется уже заметное поступление кислорода в атмосферу. К концу рифея содержание кислорода в атмосфере заметно увеличивается (Knoll, 2003; Canfield et al., 2007; Partin et al., 2013). Одно из возможных объяснений этого — включение и постепенная активизация «фабрики» глиноконцентраторов органического углерода, связывающих в осадках основную долю (более 80 %) рассеянного неокисленного органического вещества биосферы и тем самым способствующих накоплению кислорода в атмосфере Земли (Kennedy et al., 2006) — т.н. «модель Кеннеди». В рамках последней наблюдаемое в долговременных вариациях химического состава глин Русской и Северо-Американской платформ уменьшение на протяжении верхнего рифея и венда величины K₂O/Al₂O₃ связывается с постепенной сменой «тектоносиликат-доминирующих» глинистых сланцев со значительным содержанием иллита и хлорита, смектит- и каолинит-доминирующим ассоциациям. Такая смена преимущественно механогенных тонкозернистых отложений начала позднего рифея более разнообразными по составу ассоциациями глинистых пород конца каратавия и венда могла предположительно обусловить масштабное захоронение сорбированного на филоосиликатах органического углерода в бассейнах осадконакопления и, как следствие, ускорить накопление кислорода в атмосфере. Примерно 540 млн лет назад

уровень кислорода в атмосфере достиг 15 % от современного (Canfield et al., 2007; Partin et al., 2013).

Ранее (Подковыров, Граунов, 2008) на основе анализа долговременных вариаций химического и минерального состава глинистых пород платформенных бассейнов осадконакопления позднего рифея и венда Восточно-Европейской и Сибирской платформ уже было показано, что в интервале 1000–540 млн лет имели место более сложные изменения состава тонкозернистых пород; не было установлено также и выраженного уменьшения K_2O/Al_2O_3 к концу позднего докембрия.

Сейчас мы пытаемся распространить эти данные на больший временной отрезок, включив в рассмотрение имеющиеся в нашем распоряжении данные о химическом составе тонкозернистых терригенных образований нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал), нижнего и верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал), а также тонкозернистых обломочных пород рифея Учуро-Майского региона. Суммарная мощность отложений типа рифея составляет 12 000–15 000 м, временной интервал формирования (с перерывами) — 1 млрд. лет. Суммарная мощность отложений венда на Среднем Урале достигает более 3000 м, а длительность накопления составляет 60 млн лет. Суммарная мощность отложений гипостратотипа рифея равна 7000–8000 м, длительность накопления (с перерывами) — 700 млн лет.

В тонкозернистых алюмосиликокластических породах Башкирского мегантиклинория величина отношения K_2O/Al_2O_3 испытывает на протяжении всего рифея хорошо выраженные волнообразные вариации (рис. 1а). Средние значения ее изменяются от 0,35 (при разбросе значений от 0,17 до 0,58 в частных пробах) в самом начале раннего рифея (айский уровень) до 0,18 в начале среднего рифея (машакский уровень). На протяжении среднего рифея и в начале каратавия рассматриваемый параметр имеет как будто бы выраженную тенденцию к росту. В

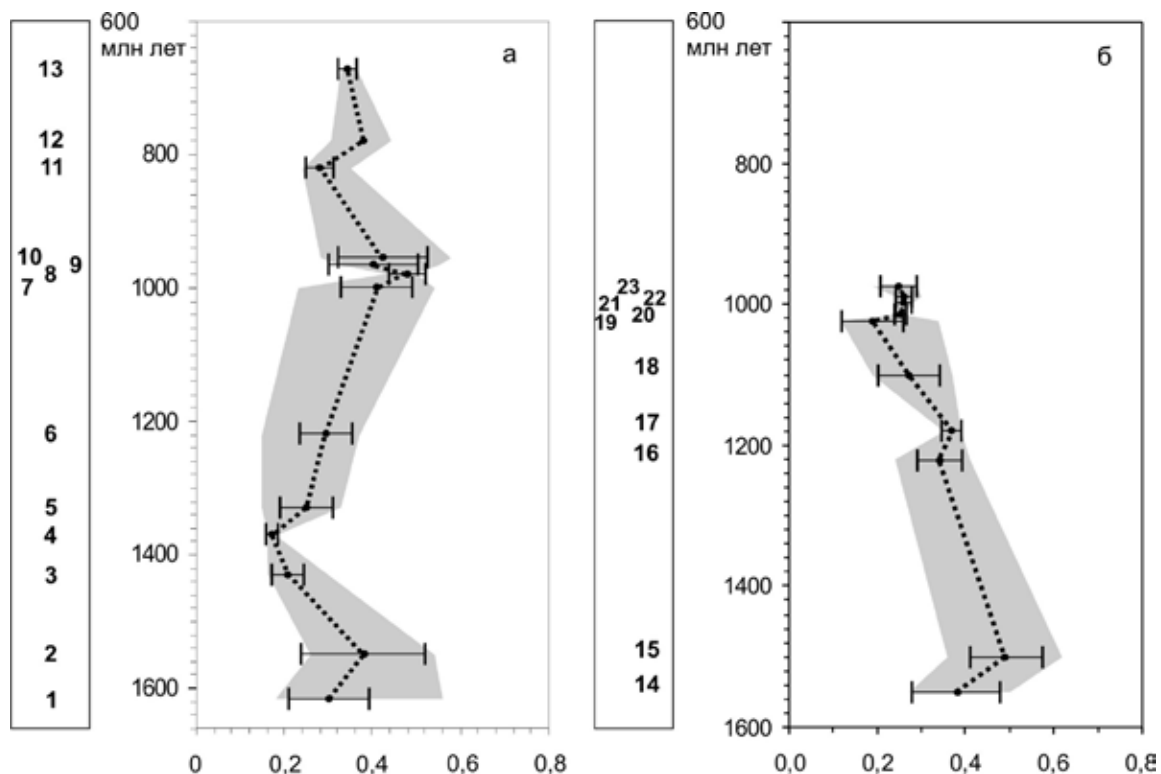


Рис. 1. Вариации K_2O/Al_2O_3 (среднее и стандартное отклонение) в глинистых породах рифея Южного Урала (а) и Учуро-Майского региона (б). Уровни разреза рифея Башкирского мегантиклинория: 1 — айский; 2 — саткинский; 3 — бакальский; 4 — машакский; 5 — зигазино-комаровский; 6 — авзянский; 7 — бирьянский; 8 — нугушский; 9 — бедерьшинский; 10 — катавский; 11 — инзерский; 12 — миньярский; 13 — укский. То же Учуро-Майского региона: 14 — трехгорный; 15 — димский; 16 — талынский; 17 — светлинский; 18 — тоттинский; 19 — нуруенский; 20 — игниканский; 21 — переходные отложения между лахандинской серией и кандыкской свитой; 22 — кандыкский; 23 — усть-кирбинский

тонкозернистых породах зигазино-комаровской свиты его величина составляет около 0,35, в аргиллитах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея она достигает 0,40, а в глинистых сланцах нугушского уровня — 0,45. Более молодые отложения каратауской серии, принадлежащие бедерышинскому и инзерскому уровням, характеризуются постепенным уменьшением K_2O/Al_2O_3 , достигающей примерно тех значений, что свойственны глинистым породам машакской свиты среднего рифея (0,20, при вариациях от 0,01 до 0,35).

Тонкозернистые обломочные породы основания нижнего венда на Среднем Урале (танинский уровень серебрянской серии) характеризуются примерно такой же, как и породы верхней части каратауской серии, средней величиной отношения K_2O/Al_2O_3 (0,23). В целом для разреза венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, также как и для разреза рифея Башкирского мегантиклинория, характерны волнообразные изменения рассматриваемого нами параметра — от относительно небольших средних значений в глинистых сланцах и аргиллитах танинского и перевалокского уровней (соответственно, 0,23 и 0,20) до относительно повышенных в породах керноско-старопечнинского и усть-сылвицкого уровней (0,24; 0,25; 0,26). Суммируя данные и по рифейским образованиям Башкирского мегантиклинория, и по вендским отложениям Кваркушско-Каменногорской структуры, мы увидим отсутствие какой-либо определенной тенденции в изменении значений K_2O/Al_2O_3 , что не согласуется с «гипотезой Кеннеди».

Среднее значение отношения K_2O/Al_2O_3 в глинистых сланцах трехгорной свиты нижнего рифея Учуро-Майского региона составляет 0,38 (пределы изменения — 0,27–0,50) (рис. 1а). Тонкозернистые обломочные породы вышележащей димской свиты характеризуются еще более высоким средним значением рассматриваемого параметра (0,49), однако с учетом величин стандартных отклонений какой-либо определенной тенденции в изменении K_2O/Al_2O_3 по разрезу нижнего рифея Учуро-Майского региона нет. Это же характерно и для тонкозернистых обломочных образований различных литостратиграфических уровней среднего рифея. Глинистые сланцы талынской свиты имеют разброс значений K_2O/Al_2O_3 от 0,24 до 0,41, светлинской свиты — от 0,35 до 0,39, а тоттинской — от 0,19 до 0,37. Среди глинистых пород верхнего рифея минимальная средняя величина отношения K_2O/Al_2O_3 присуща неруенскому уровню ($0,19 \pm 0,07$). В перекрывающей его игниканской свите K_2O/Al_2O_3 среднее составляет 0,25 и практически не меняется (0,26) в глинистых породах кандыкской свиты. Если учесть, что в аргиллитах завершающей уйскую серию усть-кирбинской свиты средняя величина K_2O/Al_2O_3 составляет 0,25, то очевидно, что и в начале позднего рифея в Учуро-Майском регионе выраженных тенденций в изменении рассматриваемого параметра не наблюдается. В целом же на протяжении раннего, среднего и начала позднего рифея в гипостратотипическом разрезе рифея можно видеть лишь слабо выраженную тенденцию к снижению K_2O/Al_2O_3 .

По данным о химическом составе тонкозернистых алюмосиликокластических пород, как известно, может быть в определенной мере реконструирован и их минеральный состав. Для этого нами использована диаграмма $K/Al-Mg/Al$ (Turgeon, Brumsack, 2006) с вынесенными на нее точками средних составов каолинита, иллита и хлорита. Глинистые породы стратотипа рифея характеризуются значительным разбросом значений K/Al (0,20–0,90) (рис. 2а); для аналогичных по гранулометрическому составу пород венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория вариации K/Al заметно меньше (0,20–0,50) при сопоставимых диапазонах изменения величины Mg/Al (соответственно, 0,05–0,40 и 0,05–0,25) (рис. 2б). Глинистые породы гипостратотипа рифея — это также преимущественно иллит-содержащие образования (рис. 2в). В целом все сказанное указывает на преобладание среди изученных позднекембрийских образований «тектоносилкат-доминирующих» глинистых сланцев со значительным содержанием иллита и относительно небольшим количеством хлорита. Эти данные также противоречат «гипотезе Кеннеди», отражая, возможно, влияние постседиментационных преобразований на состав минеральных фаз, а также изменения состава пород в источниках сноса и/или степень интенсивности палеоклиматических и палеотектонических процессов. Интересно, что эта же тенденция, как отмечено в работе (Подковыров, Граунов, 2008), характерна и для глинистых пород пассивной континентальной окраины в Австралии (850–530 млн лет), использованной в качестве ключевого объекта при разработке гипотезы «фабрики глин» (Kennedy et al.,

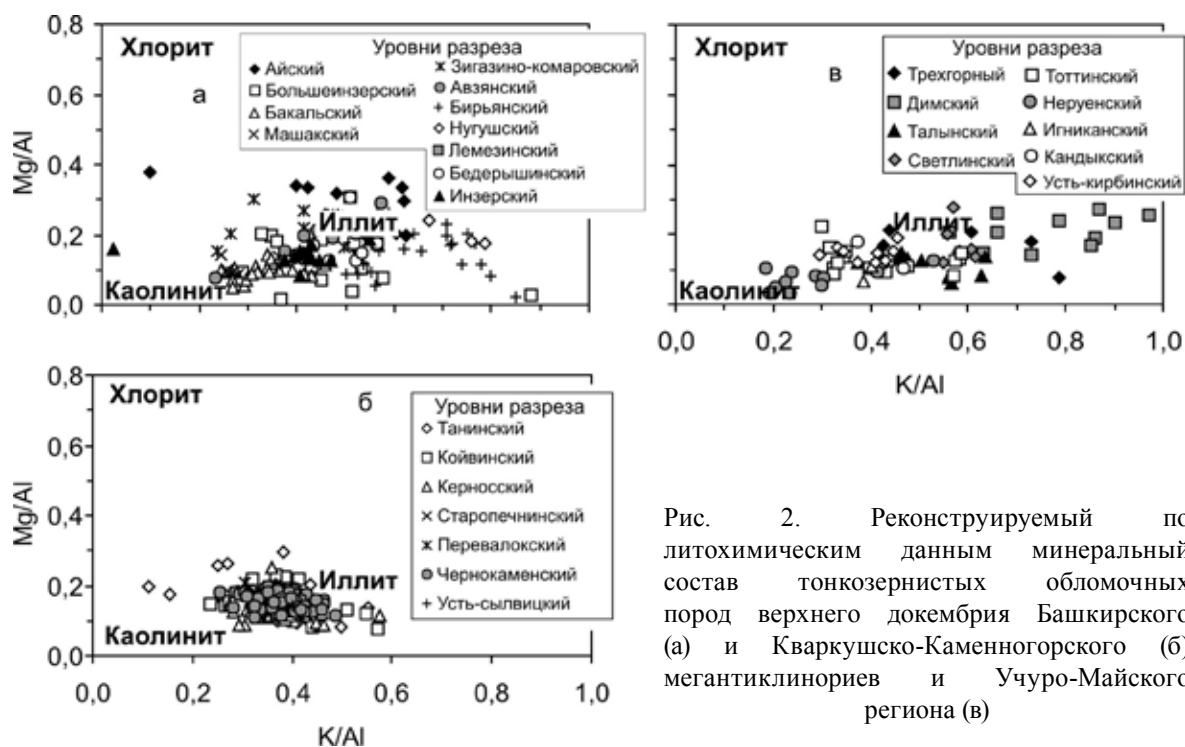


Рис. 2. Реконструируемый по литохимическим данным минеральный состав тонкозернистых обломочных пород верхнего докембрия Башкирского (а) и Кваркушко-Каменногорского (б) мегантиклинориев и Учуро-Майского региона (в)

2006). Приведенные аргументы позволяют утверждать, что «...нарастания процессов «биохемогенного» формирования глинистых пород в конце рифея и венде», скорее всего, не было, а статистически выраженная в ряде разрезов верхнего рифея – венда смена минеральных ассоциаций тонкозернистых пород от иллит-доминирующих (с хлоритом) до смешанослойных смектит-иллитовых и каолинитовых определяется не столько возрастанием интенсивности глинообразования, сколько степенью сохранности первичных минеральных ассоциаций пород. Дополнительным фактором в позднем венде мог быть переход к формированию обширных шельфовых бассейнов.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00497) и проекта УрО РАН № 12-П-5-1004.

Литература

- Бахнов В.К. Почвообразование: взгляд в прошлое и настоящее (биосферные аспекты). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 117 с.
- Добровольский Г.В. Роль и значение почв в становлении и эволюции жизни на Земле // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 246–256.
- Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
- Подковыров В.Н., Граунов О.В. Глинистые породы позднего рифея – венда: взаимосвязь эволюции составов, темпов захоронения органического углерода и кислородонасыщения атмосферы // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5 Всерос. литологического совещания. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 169–172.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life // Science. 2007. V. 315. P. 92–95.
- Holland H.D. The oxygenation of the atmosphere and oceans // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B. 2006. V. 361. P. 903–915.
- Kennedy M., Droser M, Mayer L.M. et al. Late Precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory // Science. 2006. V. 311. P. 1446–1449.
- Knoll A.H. Life on a Young Planet. Princeton Univ. Press. Princeton. NJ. 2003. 277 p.
- Retallack G.J. Soils of the past. An introduction to paleopedology. Oxford: Blackwell, 2001. 404 p.
- Retallack G.J., Grandstaff D., Kimberley M. The promise and problems of Precambrian paleosols // Episodes. 1984. V. 7. № 2. P. 8–12.
- Partin C.A., Bekker A., Planavsky N.J. et al. Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales // Earth Planet. Sci. Letters. 2013. (in press)

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

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСТРОВЕ СЕВЕРНЫЙ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

В.П. Матвеев

*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург,
vmatveev@mail.ru*

Одним из методов исследования природных процессов является изучение их повторяемости. В осадочной геологии это изучение ритмичности отложений. Основные факторы, контролирующие ритмичность: климат, седиментогенез, тектоника, эвстатические колебания. На архипелаге характер процесса осадконакопления каменноугольных отложений практически не рассматривался. Автором разработана схема биостратиграфии отложений с выделением и характеристикой горизонтов (Матвеев, 1998), и в реферативной форме указаны некоторые особенности их формирования. В частности, полагалось, что осадконакопление контролируют эвстатические колебания уровня палеоокеана (рис. 1А, Б) и изменения климата (Матвеев, 2000) при отсутствии тектонических перестроек палеоструктуры геологической площади (Матвеев, 2009). Для построения более точной модели естественно использовать лучший индикатор палеогеографических обстановок, а как было установлено А.П. Карпинским, — это положение границы «суша – море». Для характеристики нижнекаменноугольных отложений выбраны разрезы в Северноразомельской структурно-фациальной зоне (ССФЗ). Они расположены с севера на юг от берега суши к глубоководной котловине (рис. 2). По ним составлен литолого-стратиграфический профиль длиной 35–40 км. (Матвеев, 2007). С D₁ по P₂ включительно тектоническая структура сохраняла своё строение, и данная модель может быть применена для изучения характера эвстатических колебаний палеоокеана.

Разрезы отложений в ССФЗ проанализированы с целью выделения типичных микрофаций. Детального послыонного описания разрезов нет. Автором определён состав пластов и описаны структурно-текстурные признаки пород, которые их слагают. Последовательность напластования

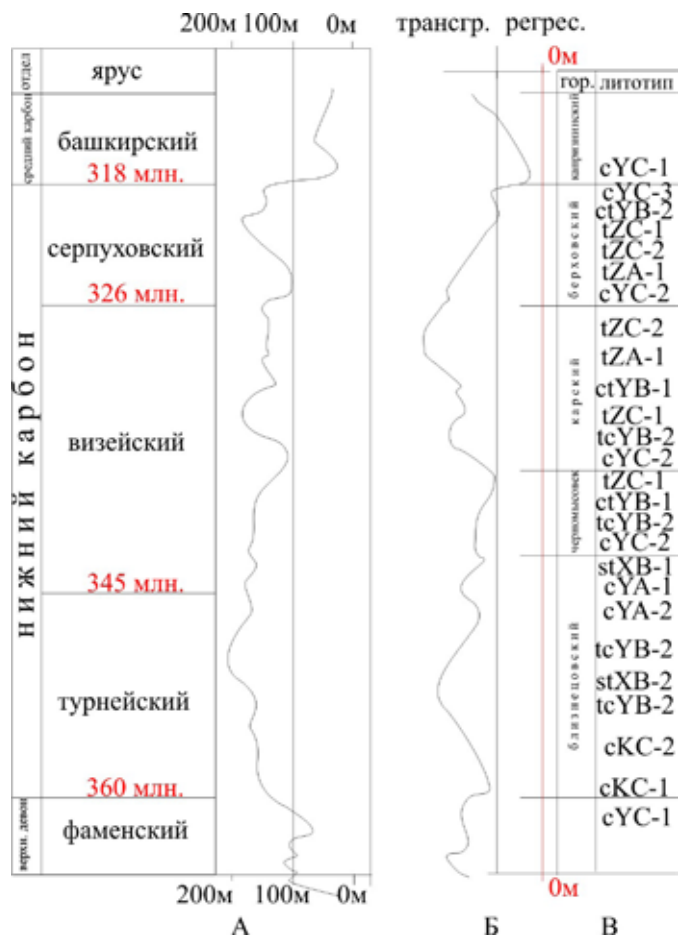


Рис. 1. Сопоставление кривых: А — эвстатических колебаний палеоокеана в позднем палеозое (Ross et Roos, 1987); Б — трансгрессий и регрессий на архипелаге Новая Земля (Матвеев, 2000); В — относительных глубин трансгрессий и регрессий в Северноразомельской структурно-фациальной зоне (р. Спокойная)

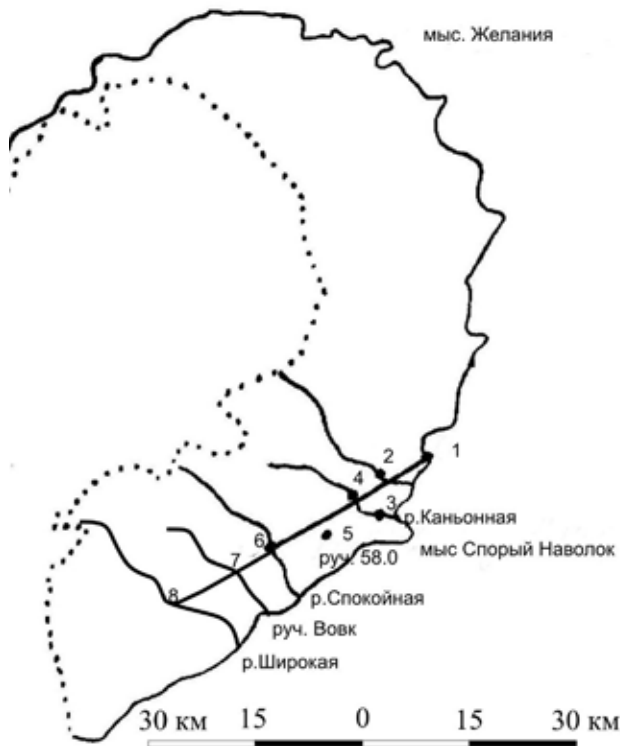


Рис. 2. Местоположение разрезов верхнего палеозоя в Севернороземельской структурно-фациальной зоне архипелага

послужила основой для выделения литотипов для группы альтернитов. Были определены типичные микрофации для относительного глубоководья и мелководья. Переходные зоны между этими крайними фациями устанавливались по чередованию в разрезе пластов пород с признаками, характерными для типичных фаций (таблица). Таким образом, палеоландшафт «выстраивался» на основании «модели Ирвина» (Irwin, 1965), а система литогенетических типов пластов установлена с использованием методики С.Б. Шишлова (2010) для терригенных толщ.

В разрезе нижнего карбона архипелага охарактеризовано четыре биостратиграфических горизонта: близнецовский, черномысовский, карский, берховский. Первый по возрасту отвечает

турнейскому ярусу и косьвинскому горизонту нижнего визе. Основание карбона в Северной СФЗ сопоставляется с нижней границей близнецовского горизонта. В наиболее полных разрезах биостратиграфическим методом размыв подстилающих отложений не фиксируется. В большинстве разрезов в ССФЗ у кровли подстилающего харловского горизонта позднего фамена прослеживается выдержанный по мощности пласт светло-серых водорослёвых известняков. В разрезах в средней части и окончании профиля (руч. 58,0; р. Спокойная) он перекрыт пачкой мраморизованных известняков, в кровле которой отмечаются карбонатные конгломератобрекчии. В дистальном разрезе на р. Широкая (на продолжении линии профиля) на водорослёвых известняках залегает карбонатная пачка-маркёр с железистыми оолитами, остатками флоры плохой сохранности и шамозитом в ооспаритовых известняках. Данная пачка прослеживается во всех разрезах, по комплексу фауны установлено закономерное изменение её возраста. На р. Широкая он отвечает низам раннего турне, на конце профиля (р. Спокойная) — концу раннего турне, а в разрезе на р. Каньонная — позднему турне – началу раннего визе. Здесь мощность отложений, относимых к горизонту, наименьшая.

Систематика литолого-генетических типов пород в разрезах нижнего карбона на о-ве Северный (А — микрит, пелит; В — чередование пелитов, алевролитов; С — псефиты и псаммиты)

| Комплекс | Группа | | | |
|-------------------------------|---------------------------------------|---|--|-----------------------|
| | Кремнисто-терригенные альтерниты (st) | Карбонатные (с) — известняковые (d) — доломитовые | Карбонатно-терригенные альтерниты (ct) | Терригенные (t) |
| Глубоководного шельфа (X) | stXB-1, stXB-2 | | | |
| Открытого мелководья (Y) | | cYC-1, cYC-2, cYC-3, cYC-4 cYA-1, cYA-2 | ctYB-1 tcYB-2 | |
| Изолированного мелководья (Z) | | dZA-1, cZA-1 | ctZB-1, tcZB-2 | tZA-1 tZC-1, tZC-2 |
| Субаэральный (K) | | cKC-1, cKC-2 | | |

Характер развития трансгрессии лучше прослеживается по разрезу на р. Спокойная (рис. 1В). В его нижней части фиксируются известняковые конгломератобрекчии и железистые оолиты (литотипы сКС-1, сКС-2). Субаэральный и предельно мелководный характер отложений не вызывает сомнений. Выше тип разреза резко, но закономерно изменяется: уменьшается объём прослоев известняков, начинают преобладать аргиллиты, аргиллиты в переслаивании с кремнями и вновь фиксируется переслаивание аргиллитов и известняков. То есть разрез позднего турне построен симметрично со сменой литотипов тсУВ-2, stXB-2, тсУВ-2. В окончании позднего турне намечается некоторое обмеление бассейна, так как в пачках чередования среди известняков отмечаются рудиты с био- и экстракластами, шламово-детритовые насыщенные биоспариты, но всё же преобладают вакстоуны, которые выше по разрезу в косьвинское время заменяются чёрными доломитизированными мадстоунами в переслаивании с чёрными кремнями и зеленовато-чёрными алевролитами (литотипы сУА-2, сУА-1, stXB-1). На глубоководность отложений указывает связь пачек пелитоморфных известняков с пачками силицитов, а также отсутствие макрофауны. Она известна только в основании разреза, по брахиоподам и ругозам определён возраст шамозитов, а в верхней трети разреза найдены единичные кораллы, которые указывают на позднегурнейский возраст толщи. Не исключается, что возраст последней пачки отвечает радаевскому времени раннего визе. На р. Каньонная в это время накапливаются песчаники.

В нижнем визе ещё Б.В. Милорадовичем (1947) выделен черномысовский горизонт. Он был охарактеризован обеднённым комплексом фауны. Сейчас установлен его радаевско-бобриковский возраст. В это время на площади всего архипелага происходила перестройка процесса осадконакопления. Она была связана с низким стоянием уровня моря. В Северной СФЗ происходит размыв подстилающих отложений (р. Каньонная) и вынос терригенного материала на рампу шельфа. На р. Спокойная в нижней части разреза чередуются биокластические рудстоуны и пакстоуны с редкими пластами аргиллитов, последние выше преобладают и переслаиваются с водорослёвыми мадстоунами. В верхней части появляются пласты алевролитов и песчаников грубозернистых градиационнослоистых. На поверхностях напластования наблюдались текстуры *Zoophycos* и гиероглифы, а в пластах известковистых песчаников — галька чёрных окремнённых или доломитизированных известняков. Литотипы в нижней части горизонта представлены сУС-2, тсУВ-2, а в верхней — стУВ-1, tZC-1. Отчётливо прослеживается регрессивная тенденция в развитии бассейна с увеличением привноса терригенного материала при поступлении речных вод. Развивается бассейн с очень малыми глубинами и активными донными течениями. Климат в регионе, скорее всего, был гумидным.

Карский горизонт выделен в объёме позднего визе. На всей площади архипелага лишь в это время зафиксировано карбонатное осадконакопление, поэтому автор полагал, что глубина морского бассейна на рампе карбонатного шельфа была наибольшей (рис. 1А, Б). Структурно-генетический анализ отложений ставит под сомнение данное предположение.

Нижняя часть горизонта относится к тульскому времени. Она выделяется красно-вишнёвой окраской терригенных и карбонатных пород. В его основании переслаиваются известняки криноидно-водорослёвые рудстоуны и флаудстоны. Выше преобладают водорослёво-криноидные ооспариты в переслаивании с известняками комковатыми и алевролитами. Последние иногда превращаются во внутриформационный конгломерат с обломками 5–20 см местных известняков. В проксимальной части профиля (р. Каньонная) в основании горизонта встречен мелкогалечный кварц-карбонатный конгломерат, в цементе которого определены ранневизейские фораминиферы. В дистальной части в известковистых тёмно-серых аргиллитах отмечаются оползневые складки, «закрутыши» и скупивание слоёв. (Платонов, 1991). Литотипы данного интервала горизонта представлены сУС-2, тсУВ-2, tZC-1. Средняя часть горизонта (алексинское время позднего визе) сложена чередованием пачек переслаивания (литотип стУВ-1) известковых алевролитов и аргиллитов серо-зелёных, с известняками комковатыми жёлто-зелёными и темно-серыми ооспаритовыми. Оолиты радиально-лучистые, все биокласты водорослей, криноидей, мшанок гранулированы.

В верхней части горизонта (михайловско-венёвское время) преобладают известняки пестроцветные зелёно-жёлтые (кварцалевролитовый мадстоун), зелёно-красные массивные

вакстоуны-мадстоуны водорослёво-пелетовые иногда градиционнослоистые (литотип сZA-1) с редкими пластами красноцветных тонкозернистых песчаников, (литотип tZC-2) коралловых известняков, возможно, криноидно-водорослёвых бафлстоунов. По всему разрезу подгоризонта найделены брахиоподы, характерные для позднего визе.

Серпуховскому веку отвечает берховский горизонт. В разрезе он выделяется по пестроцветной красно-зелёной окраске карбонатно-терригенных пород. Мощность отложений сопоставима с мощностями пород турнейского и визейского ярусов, хотя продолжительность серпуховского яруса в два, два с половиной раза короче указанных. Разрез нижнего серпухова отражает два трансгрессивно-регрессивных цикла, в которых карбонатные породы сменяются терригенными. Биокластический грейнстоун с оолитами сменяют доломитизированные алевролиты, перекрытые тонкозернистыми косослоистыми доломитизированными песчаниками. Терригенные породы имеют цвет серой охры. Литотип отложений представляет ряд сУС-2, tZA-1, tZC-2. Выше отмечено переслаивание известняков зернистых доломитизированных (dZA-1) и биоспаритовых оолитово-водорослёвых (возможно, бистромы сУС-1), которые перекрывают кварц-карбонатные песчаники мелко-среднезернистые косослоистые (tZC-2). Косые серии в пакетах размером в первые десятки сантиметров. В это время здесь проявляется динамичная обстановка мелководного шельфа, ограждённого подводным баром.

Разрез верхнего серпухова построен более сложно, но намечается определённая закономерность. В его основании развиты преимущественно терригенные породы, а у кровли — только известняки. Средняя часть построена дисимметрично и отражает сложный цикл трансгрессивно-регрессивного осадконакопления. Снизу вверх в пачках переслаивания разнообразных известняков с алевролитами и алевроаргиллитами уменьшается процентное содержание известняков, но середина интервала сложена только известняками тёмно-серыми слабо окремнёнными. Выше них, с той же закономерностью, в пачках переслаивания идёт увеличение процентного содержания алевролитов и алероаргиллитов. При этом строение самих пачек переслаивания с преобладанием известняков (tcZB-2) и с преобладанием аргиллитов (ctZB-1) различно. Так, в последних отмечаются текстуры *Zoophycos* и всегда присутствует пласт внутриформационных конгломератов (tZC-1). Их образование, скорее всего, связано с процессом размыва и срезания отмелей. Последовательность литотипов в нижней части подгоризонта представлена tZC-1, tcZB-2, ctZB-1, в средней — tcZB-2, ctZB-1, cZA-2, tcZB-2, ctZB-1, а в верхней — сУС-3, сУС-4. Все породы пестроцветны, но яркая красно-вишнёвая и зелёная окраска более характерна для терригенных разностей. В известняках многочисленны брахиоподы и фораминиферы, реже встречаются кораллы.

Считается, что красноцветные толщи имеют континентальное происхождение. Наличие морской стеногалинной фауны в пестроцветных толщах нижнего карбона в ССФЗ свидетельствует о «вторичности» окраски отложений. Однако, безусловно, происходит аридизация климата на данной территории. Подтверждением служит и наличие эвапоритов в разрезе протвинского горизонта позднего серпухова на Острове Южный архипелага (Shchecoldin et al., 1994). Пестроту фаций позднего серпухова дополняет появление толщи слюдисто-кварцевых песчаников на юге Острова Северный. Следует отметить и большую мощность отложений, относимых к берховскому горизонту, по сравнению с толщами визе и турне. По-видимому, можно говорить об усилении тектонических движений на территории архипелага в позднеберховское время. Поэтому возрастает изоляция СФЗ на площади архипелага, что в среднем и позднем карбоне ещё более отчётливо проявляется в эндемичности местных палеобиоценозов. Именно тектоника «ответственна» за плохую корреляцию кривой трансгрессивно-регрессивных колебаний в Новоземельском бассейне с эвстатической кривой «Россов» в позднем визе и серпухове.

Литература

Матвеев В.П. Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений Острова Северный архипелага Новая Земля: Автореф. дисс... канд. г.-м. наук. СПб.: СПб ГГИ (ТУ), 1998. 19 с.

Матвеев В.П. Практический опыт применения зональных подразделений карбона при среднемасштабном геологическом картировании на Новой Земле // Зональные подразделения карбона общей стратиграфической шкалы России: Материалы Всероссийского совещания 29–31 мая 2000 г. Уфа: Гилем, 2000. С. 70–72.

Матвеев В.П. Структурно-тектонический фактор в палеогеографии карбона на архипелаге Новая Земля // Верхний палеозой России: Стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции. 25–27 сентября 2007 г. Казань: КГУ, 2007. С. 205–208.

Матвеев В.П. Методика построения ретроспективных геологических систем и значение структурно-тектонического фактора в палеогеографических реконструкциях // Записки Горного института. Т. 183 СПб., 2009. С. 24–31.

Милорадович Б.В. Каменноугольные отложения // Острова Советской Арктики. Геология СССР Т. XXVI. М.-Л.: Госгеолитиздат, 1947. С. 202–214.

Платонов Е.Г. Новые данные по стратиграфии среднего палеозоя северо-востока Новой Земли (р. Широкая) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Арктики. Л.: Изд-во НПО Севморгеология, 1991. С. 6–14.

Шишилов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: СПб Горн. Ин-т, 2010. 276 с.

Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. V. 49. P. 445–459.

Shchecoldin R.A., Sobolev N.N., Matveev V.P. Carboniferous deposits of the souther area of Novaya Zemlya // Newsletter on carboniferous stratig. 1994. V. 12 July. P. 17–20.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВИЗЕЙСКОЙ НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКОЙ ТОЛЩИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

С.А. Мачулина

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, svtgeo@mail.ru

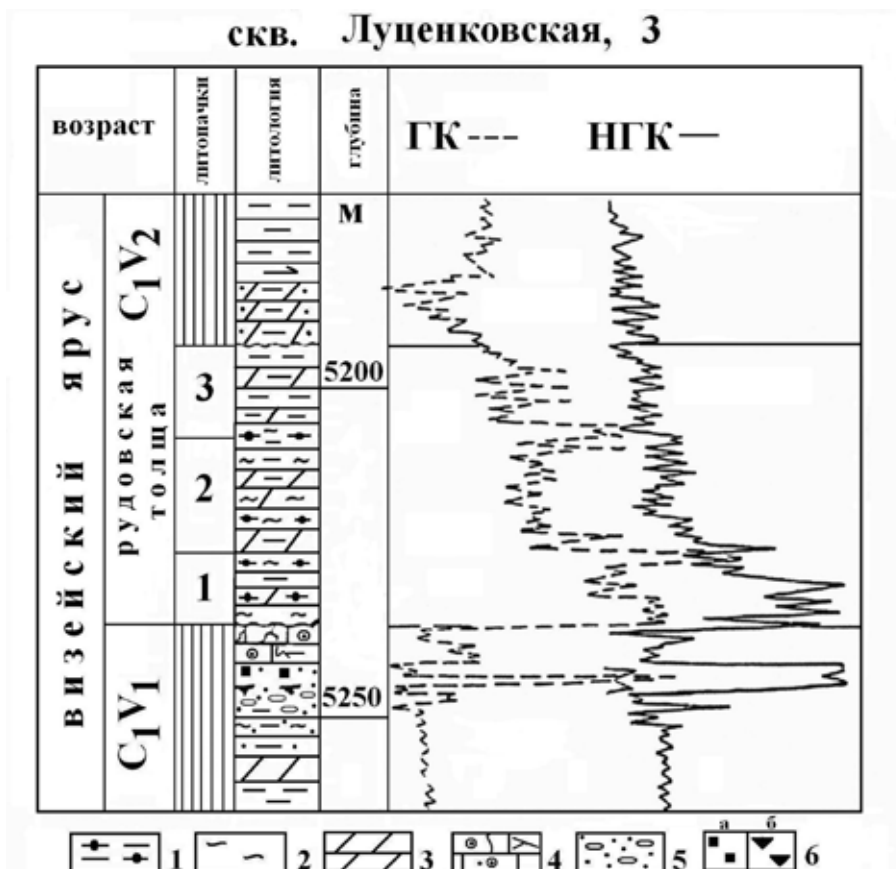
Для нефтяной геологии большое значение имеет всестороннее изучение доманикоидных отложений, обогащенных рассеянным органическим веществом (РОВ), которые при определенных геологических и термобарических условиях приобретают свойства нефтематеринских толщ (свит). В бассейнах со сложной историей геологического развития, многократной сменой фациальных и тектонических условий осадконакопления определение (диагностика) нефтематеринских толщ в стратиграфических разрезах и формационных комплексах и выявление закономерностей их распространения вызывают определенные сложности, особенно в закрытых нефтегазоперспективных бассейнах, которые не имеют обнажений, а их изучение проводится с помощью сейсморазведки и бурения.

Так, в главной нефтегазоносной провинции Украины — Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ), геологическое изучение которой насчитывает более 100 лет, только в 90-х годах прошлого столетия был рассмотрен вопрос о нефтематеринской природе аномально обогащенной РОВ, ураном и торием визейской доманикоидной (черносланцевой) толщи кремнисто-глинистых пород, которая ошибочно принималась геофизиками-промысловиками за кору выветривания диахронной по возрасту (нижне-, средневизейской) карбонатной «плиты», широко распространенной на территории ДДВ. Это заблуждение возникло из-за схожести характеристик ГИС, особенно радиоактивного каротажа, с гамма-аномалией доманикоидной толщи и коры выветривания кристаллического фундамента. Последовавшее всестороннее, в том числе палеонтологическое, изучение керн этих доманикоидов позволило выделить их в т.н. рудовские слои и говорить о поздневизейском возрасте последних, отнести их формирование к началу верхневизейского цикла осадконакопления. Сравнительный анализ геохимической и фациальной характеристик рудовских слоев с такими же характеристиками классических нефтематеринских свит Сибири (баженитами), Урала (доманикитами), Северной Америки (black shales формаций Вудфорд и Чаттануга) и др. подтверждает их нефтематеринскую природу. Не останавливаясь в этом докладе на характеристике всех доманикоидных толщ палеозойского разреза ДДВ (Matchoulina, 2004; Мачулина, 2005), которые также являются нефтегазоматеринскими, рассмотрим особенности формирования визейских рудовских слоев,

как наиболее эффективных с точки зрения их генерационного потенциала (Гавриш и др., 1993; Мачулина и др., 2004; Куриленко и др., 2010).

Комплексные исследования керна рудовских слоев показали, что они в своем большинстве представлены тонкослоистыми кремнисто-глинистыми породами черного цвета с прослоями и линзами известняков и силицитов (фтанитов). Для всех литотипов характерна повышенная радиоактивность и значительное содержание РОВ гумусово-сапропелевого типа. Химико-битуминологические исследования показали, что содержание $C_{орг}$ в рудовских доманикоидах колеблется от 3,5 до 8 %, но в кремнисто-глинистых разностях преобладают значения 6–8 %, реже до 10 %, максимальные значения — 11–13,2 %. Аргиллиты тонкодисперсные, неравномерно известковистые, алевропелитовой структуры. Среди глинистых преобладают минералы типа гидрослюды, монтмориллонита. Содержание пирита в образцах — от 5 до 15–30 % (скв. Луценковская 3, Голотовщинская 1 и др.), что свидетельствует о существовании восстановительных геохимических условий осадконакопления (рисунок).

Для рудовских доманикоидов характерным является обедненный набор органических остатков. Среди ископаемых организмов преобладают формы с кремнистым скелетом, наиболее многочисленны спикулы губок, встречаются радиолярии (Вишневская и др., 2003). В глинистых относительно глубоководных фациях отсутствуют остракоды, кораллы, мшанки, водоросли, криноидеи, которые характерны для више- и низезалегающих карбонатных пород. На литофациальный состав этих пород значительное влияние оказали палеогеографические условия. Время накопления рудовских слоев обозначилось распространением морской терригенно-карбонатной седиментацией, обусловленной развитием в ДДВ региональной визейской трансгрессии. Бассейн рудовской седиментации в раннекаменноугольное время был расположен вблизи экваториальных широт, а жаркий и влажный климат создавали условия для повышенной биопродуктивности и накопления в осадках сапропелевого РОВ. Накопление



Типичная геолого-геофизическая характеристика черносланцевой рудовской толщи Днепровско-Донецкой впадины (Сребненский прогиб, скв. Луценковская 3).

Условные обозначения: 1 — битуминозные аргиллиты, 2 — кремнистость, 3 — мергели, 4 — трещиноватый известняк мелководной фации, 5 — конгломераты и разнозернистые песчаники, 6 — тонкий углистый прослой

исходного субстрата этой нефтематеринской толщи определялось застойными условиями с минимальным привносом минеральной смеси с областей сноса. Кроме того, литологический состав, толщина (по данным бурения скважин, максимальная мощность рудовских слоев составляет 65 м, средняя — 35 м) и специфический состав фаунистических остатков рудовских слоев в значительной мере обусловлены особенностями палеорельефа дна бассейна и другими специфическими условиями накопления, среди которых аноксия, сероводородное заражение, поступление в водную среду продуктов подводновулканических эксгаляций, кремниевой кислоты и, вероятно, кратковременное перенасыщение водной среды некоторыми отравляющими элементами, которые поступали в бассейн в раннетульскую фазу оживления рифтогенеза — последнего в палеозойской истории развития ДДВ. Возможно, проявление рифтогенеза отразилось отсутствием базальной пачки в основании рудовской толщи, что предполагает «провальную» тектоническую стадию в развитии осевой зоны ДДВ.

Анализ распространения различных типов разрезов рудовской толщи позволяет в общем виде выделить две главные фациальные разновидности этих пород: 1) наиболее глубоководную кремнисто-глинистую; 2) литологически похожую на собственно доманик стратотипического разреза доманиковой свиты на р. Чуть, которая сложена переслаиванием битуминозных карбонатных и глинистых пород. Породы первого фациального типа распространены в осевой зоне бассейна, на углубленных участках депрессий (котловинах, западинах), а породы второго типа — на склонах депрессий, внутренних валах и бассейновых поднятиях. Установлено, что доманикоидные породы первого фациального типа в направлении к склонам депрессии замещаются по латерали породами второго типа глинисто-карбонатного состава, а также биогермными постройками.

По данным палеогеологических реконструкций, начало накопления рудовских пород ознаменовалось значительным некомпенсированным прогибанием осевой зоны бассейна с последующей дифференциацией дна и образованием зон: фондоформы (депрессии), ундоформы («молодая» карбонатная плита с биогермными постройками), клиноформы (выклинивание пород ундоформы в бок депрессии). Накопление осадков, обогащенных РОВ, в глубоких зонах Сребненской депрессии (осевая часть ДДВ) происходило на палеоглубинах ~70–80 м и глубже, тогда как накопление синхронных с ними пород мелководно-шельфовых и лагунных фаций ундоформы — на палеоглубинах 15–30 м. Дно доманикоидных депрессий в ДДВ было неровным. Выделяются негативные и позитивные его элементы. На склонах депрессий существовали пологистые аккумуляционные уступы с перепадом глубин в несколько десятков метров. В прибортовых зонах ДДВ приподнятые блоки фундамента контролировали зоны отсутствия доманикоидных пород. Кроме того, рудовские слои отсутствуют на крупных внутривосстановительных поднятиях и отдельных структурах осевой части ДДВ, унаследованных от девонского и турнейского времени, а также на сформированных в предрудовское время, где проявились стратиграфические перерывы.

Таким образом, структурный, палеогеоморфологический и палеогеографический факторы имели значительное влияние на процессы осадконакопления доманикоидных пород. Анализ содержания $C_{орг}$ и распределения мощностей рудовской толщи показывает, что основная роль палеогеоморфологического фактора в накоплении обогащенных РОВ слоев сводится к следующему. При наявности неровностей дна бассейна максимальное количество ОВ накапливается в самых глубоких котловинах и впадинах депрессионных зон. Они являются ловушками для самых тонких глинистых частичек и илистого материала, что способствует концентрации, захоронению и консервации ОВ от окисления и разложения. В ДДВ природными барьерами, которые препятствовали сносу грубозернистого терригенного материала с бортовых зон бассейна и способствовали формированию полузамкнутых депрессий различных размеров, были многочисленные девонские структуры и соляные штоки, которые выходили на передрудовскую поверхность.

Построенная карта мощностей рудовской толщи позволила выполнить оценку ее нефтегазогенерационного потенциала. Согласно расчетам, верхневизейская доманикоидная толща занимает площадь 40 тыс км². При средней мощности 35 м ее объем составляет 1400 км³, а масса (учитывая среднюю плотность 2,4 т/м³) — 3360*10⁹ т. Таким образом, рудовская

доманикоидная толща могла генерировать $17,8 \cdot 10^9$ т жидких и $31,2 \cdot 10^9$ т газовых УВ. Однако, это большое количество углеводородов (УВ) при эмиграции притерпело значительные потери, т.к., согласно методическим разработкам (Резников, 1998), аккумулируется только 0,1–3,8 % от тех УВ, которые были генерированы.

Литература

Вишневецкая В.С., Мачулина С.А., Седаева К.М., Ярошенко А.В. Кремнистый биогенез и его отражение в доманикоидных фациях юга России и Украины // Труды 3-го Всероссийского литол. совещания «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия». М.: Изд-во Московского университета, 2003. С. 58–60.

Гавриш В.К., Мачулина С.А., Куриленко В.С. Визейская нефтегенерирующая толща Днепровско-Донецкой впадины // Геол. і геохімія горючих копалин. 1993. № 2–3 (83–84). С. 62–72.

Куриленко В.С., С.А. Мачулина, Е.П. Олейник. Оценка генерационного потенциала визейских доманикоидных пород ДДВ методом балансового моделирования // Матер. Международной научно-практич. конф. СПб.: ВНИГРИ, 2010. С. 243–246.

Мачуліна С.О. Особливості осадконагромадження візейських доманікітів Дніпровсько-Донецької западини // Нафт. і газова промисловість. 1993. № 2. С. 10–15.

Мачуліна С.О., Бабко І.М. До геології візейської доманікоїдної товщі Дніпровсько-Донецької западини // Нафт. і газова пром-сть. 2004. № 5. С. 3–8.

Мачулина С.А. Нетрадиционные коллектора черносланцевых пород карбона Днепровско-Донецкой впадины и Складчатого Донбасса // Труды Междунар. научно-практической конф. «Нетрадиционный коллектор нефти и газа и природных битумов». Казань, 2005. С. 175–177.

Резников А.Н. Новый метод оценки перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1998. № 3. С. 9–21.

Шевченко Е.Ф., Сирота Т.А. Генерационный потенциал каменноугольных отложений ДДВ // Нефтяная и газовая пром-ть. 1983. № 1. С. 22–24.

Matchoulina S. Organic-rich sediments of the Dnieper-Donets basin and Fold Donbass // Abstract Book, 56 th Annual meeting of the International Committee for Coal and Organic petrology. Budapest. 2004. P. 77–78.

КОБАЛЬТОНОСНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ ПОДВОДНЫХ ГОР ОКЕАНА. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

М.Е. Мельников

*Южное научно-производственное объединение по морским геологоразведочным работам,
Геленджик, m_e_melnikov@mail.ru*

Кобальтоносные марганцевые корки подводных поднятий — новый тип твердых полезных ископаемых Мирового океана. Они представляют собой сплошные покровы гидроксидов железа и марганца, залегающие на выходах коренных пород на поверхностях подводных гор. В наиболее перспективных районах мощности этих покровов достигают 10–15 см. Содержания основных компонентов: Mn — 21–23 %, Fe — 16–18 %, Co — 0,5–0,6 %, Ni — 0,4–0,5 %, Cu — 0,1–0,2 %. В целом корки содержат более 70 элементов периодической системы Менделеева, из которых в качестве попутных полезных компонентов рассматривают Mo, TR, Pt, Te, Tl.

Исследования корок начались со второй половины XX века, однако в основном это были редкие экспедиции зарубежных исследователей и Академии наук СССР, носившие комплексный характер. Систематические геологоразведочные работы на этот тип полезных ископаемых начаты геологической службой СССР с конца 80-ых годов и выполнялись ПГО «Дальморгеология». С 2000 года работы под эгидой Министерства природных ресурсов России продолжены ГНЦ «Южморгеология». В целом проведено более 30 рейсов научно-исследовательских судов, таких как «Морской геолог», «Геолог Петр Антропов», «Профессор Федынский», «Север» и других. ГНЦ «Южморгеология» выполнило 8 рейсов НИС «Геленджик».

За этот период были проведены региональные работы в рудных районах поднятий Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер, Маршалловых островов, Магеллановых гор, Императорского хребта. Для поисковых работ были рекомендованы несколько гайотов Магеллановых гор

и поднятия Маркус-Уэйк. Впоследствии все работы были сосредоточены на Магеллановых горах.

Обобщение обширных данных, полученных при проведении исследований, позволило описать геологическое строение месторождений кобальтоносных марганцевых корок с позиций учения о геологии месторождений полезных ископаемых. Первые представления о приуроченности месторождений корок высказал Дж. Хейн с соавторами (Hein et al., 1988), которые кратко можно сформулировать так: «Наиболее перспективными на предмет обнаружения богатых рудных полей кобальтоносных марганцевых корок являются подводные горы мелового возраста, вершины которых расположены не глубже, чем в интервале 1400–1600 м». Это объясняет, почему основные геологоразведочные работы были сосредоточены в северо-западной приэкваториальной части Тихого океана — это наиболее древний фрагмент океанского дна, возраст плит которого средне-позднеюрский, а подводные горные системы в основном сформировались на рубеже юры и мела или в начале раннего мела.

Оруденение района Магеллановых гор обладает пятнистым характером. Пятнистость обусловлена развитием на гайотах корок с различными параметрами оруденения, а также вариациями весовых концентраций конкреций в межгорных впадинах. Железомарганцевые корки развиты на обнаженных поверхностях коренных пород, в то время как конкреции приурочены к зонам развития нелитифицированных осадков. Руды локализованы в пределах подводных гор на глубинах от 900 до 3500 м, на поверхностях с уклонами от 0°–5° до 12°–20°. На более крутых склонах процесс образования корок развит слабо. Субстратом корок могут быть породы различного состава, обнаженные на поверхности дна.

Мощности корок изменяются в широких пределах: от первых миллиметров до первых десятков сантиметров. На сегодняшний день к промышленно значимым относят корки мощностью >4 см. Средняя мощность в наиболее богатых рудных залежах составляет 10–12 см. Кобальтоносные марганцевые корки имеют слоистое строение. Полный разрез корок Магеллановых гор состоит из четырех слоев, мощность каждого из которых составляет 2–4 см. Биостратиграфические исследования позволили определить их возраст (Мельников, Пуляева, 1994; Мельников, Плетнев, 2013). В целом картина такова: в основании разреза залегает слой I-1 позднепалеоценового-раннеэоценового возраста, выше следуют слои I-2 (средний – поздний эоцен), II (миоцен), III (плиоцен – квартер).

Минеральный состав корок довольно однообразен: главными рудообразующими минералами являются железистый вернадит и марганцевый ферроксигит. Однако, достаточно устойчивы примеси гидроксидов марганца (слоистые — асболан, бузериты, смешанослойные асболан-бузериты и другие; туннельные — тодорокиты, пиролюзит, раньсеит) и железа (гидрогетит, лепидокрокит, ферригидрит, акаганеит). Среди нерудных примесей отмечен широкий спектр эдафогенных и аутигенных минералов. Для примесей с наибольшими содержаниями отмечается закономерное распределение по разрезу: карбонаты и фосфаты преобладают в его нижней половине (слои I-1 и I-2), в центральной (слой II) — глинистые минералы, в кровле (слой III) — кварц (Мельников, 2005).

Отмечены и особенности изменения химического состава по разрезу. Нижние слои характеризуются пониженными содержаниями полезных компонентов (Mn — 17–20 %, Co — 0,3–0,4 %, Ni — 0,4 %), а также Fe (10–12 %), при относительно высоких концентрациях P₂O₅ (5–10 %). Для двух верхних слоев ситуация противоположная. Концентрации марганца могут достигать 23–25 %, кобальта — 0,6–0,8 %, P₂O₅ — 1–1,5 %.

Рудные поля приурочены к крупным горным сооружениям с плоской вершиной — гайотам. В их пределах распределение железомарганцевых образований характеризуется концентрической зональностью. Центром зональности является вершинное плато гайота, обычно покрытое нелитифицированными карбонатными осадками и являющееся безрудной зоной. По периферии вершинного плато пологие поверхности практически всегда свободны от осадков, и на обнаженных коренных породах развиты наиболее мощные железомарганцевые корки. Обычно это сплошные ненарушенные покровы, частично присыпанные карбонатными осадками. Зона ненарушенных покровов продолжается и на самой бровке и частично на верхних участках склонов. Именно с этими корками и связывают основные перспективы промышленно

значимого оруденения. Ниже по склону происходит чередование узких лентовидных зон, отличающихся характером локализации руд, что выражено в различной степени нарушенности корковых покровов, их присыпанности неконсолированными осадками, различием расчлененности мезорельефа поверхности корковых покровов, наличием или отсутствием ассоциирующих конкреций.

Концентрической зональности в целом подчинено и распределение мощности корок. В верхних частях склона, в его выпуклой части, мощность корок выше, в вогнутых частях склона она снижается. Однако эта картина обычно осложнена чертами более высоких порядков, также в основном контролируемых рельефом дна. В частности, большие мощности отмечаются на отрогах, крупных сателлитных постройках и других выступах рельефа.

В пределах рудного поля может выделяться несколько рудных залежей. На крупных гайотах они разграничиваются очевидными разрывами оруденения, связанными либо с зонами повышенной аккумуляции донных осадков, либо, напротив, с зонами эрозии, разрушающими корковые покровы. Рудные залежи обычно приурочены к определенным формам и элементам рельефа: отрогам, седловинам, участкам склона или вершинного плато. Здесь выделяется до 3–5 рудных залежей, площади которых варьируют от первых десятков до первых сотен квадратных километров. На гайотах меньших размеров, на которых нет разрывов оруденения, в рудном поле выделяется единая залежь, кольцом охватывающая периферические участки вершинного плато и верхних склонов. В этом случае размеры залежи определяются размерами гайота и могут изменяться от 200 до 700 км². Ориентировочно ресурсы корок в таких залежах составляют порядка 10 млн т на 100 км², и, в зависимости от размеров гайотов, общие ресурсы рудных полей составляют от 20 до 200 млн т рудной массы.

Напомним, что эти представления получены по результатам поисковых работ, которые на сегодняшний день практически завершены. Возникает вопрос: что дальше? В обычной практике на наиболее перспективных участках должны быть проведены оценочные (поисково-разведочные) работы с перспективой дальнейшего выделения месторождений. Однако все работы в пределах международного района океанского дна контролируются Международным органом по морскому дну — МОМД (International Seabed Authority — ISBA), являющемуся структурой ООН. Его деятельность опирается на положения Конвенции ООН по морскому праву, принятой в 1982 г. (Конвенция..., 1982), а также документы, принимаемые под эгидой МОМД. В первую очередь речь идет о правилах поисков и разведки в Международном районе, регулирующих геологоразведочную деятельность по конкретным типам твердых полезных ископаемых. Правила не только касаются порядка проведения работ, но и устанавливают процедуру выделения участка морского дна для выполнения разведочных работ на эксклюзивной основе.

Первым такой документ был принят в 2000 г. для железомарганцевых конкреций, и уже в 2001 г. ГНЦ «Южморгеология» от имени Российской Федерации подписал контракт с МОМД на разведку конкреций, получив участок площадью 75 000 км² в рудной зоне Кларион-Клиппертон Тихого океана. Первоначальных заявителей было всего четыре: помимо России, в зоне Кларион-Клиппертон участки получили Франция и Япония, а в Центральной котловине Индийского океана — Индия. Однако со временем процесс набрал обороты, и в настоящий момент подобными контрактами обладают или подали соответствующие заявки 14 организаций различных стран, включая такие как Науру, Тонга и Кирибати.

Следующими в 2010 г. были приняты правила поиска и разведки полиметаллических сульфидов, развитых преимущественно в пределах срединно-океанических хребтов. Россия также была в числе первоначальных заявителей, однако на этот раз контракт от имени РФ был подписан Министерством природных ресурсов и экологии. В соответствии с контрактом, заявителю предоставляется право выполнять разведочные работы на участке, сформированном из блоков размерами 10x10 км, общей площадью 10 000 км² в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта ориентировочно между 12° и 21° с.ш. Помимо Российской Федерации заявки на сульфиды подали Китай, Франция и Корея.

Наконец, в 2012 г. дошло дело и до кобальтоносных железомарганцевых корок — на 18 сессии МОМД были приняты правила их поиска и разведки (Правила..., 2012). Первыми заявки на утверждение плана работ по разведке кобальтоносных железомарганцевых корок для

получения контракта — так правильно называется этот документ — подали Китай и Япония. Китайская заявка содержит 150 блоков (прямоугольников морского дна площадью не более 20 км²) общей площадью 3000 км², нарезанных в пределах Магеллановых гор (гайоты Ита-Май-Тай, Паллада и Геленджик). Японская заявка таким же образом расположена на группе гайотов поднятия Маркус-Уэйк. Эти заявки были рассмотрены на ЮТК МОМД в феврале этого года и рекомендованы к утверждению.

Российская заявка подана немного позже и рассматривалась перед 19 сессией МОМД в июле этого года. Поскольку общие принципы определены «Правилами...», в нашей Заявке также 150 блоков общей площадью 3000 км². Однако, так как Россия выбрала способ подачи с резервированным районом, подготовлены две таких площади, обе в пределах гайотов Магеллановых гор: одна в западной части цепи, другая — в восточной. Одна из этих площадей отдается заявителю, вторая поступает Органу с последующей передачей (в будущем) развивающимся государствам. Выбор площадей — за Органом. Это и стало причиной того, что нам не удалось завершить заявочную кампанию на 19 сессии — ЮТК не успел определиться с участками. Конечно, такая задержка неприятна, но это лишь отсрочивает заключение контракта до следующего года.

Каково же будущее работ на корки после заключения Контракта? В соответствии с «Правилами...», у подрядчика есть 15 лет для проведения оценочных и разведочных работ в пределах заявленного участка. В течение этого периода необходимо провести геологоразведочные работы, позволяющие обосновать выбор эксплуатационного участка размером 1000 км², поэтапно отказавшись от $\frac{2}{3}$ контрактной площади. Параллельно необходимо развивать технологии добычи и переработки и в завершающую фазу контракта провести опытную добычу корок.

Вопросы развития технологии лежат вне темы данного доклада, что же касается геологоразведочных работ, то общая методология, по крайней мере, на первых этапах, вполне ясна. Прежде всего, необходимо решить вопрос с топографическими, в данном случае батиметрическими, основами. В отличие от сухопутных работ, их получение является непосредственной задачей производителя работ. В процессе выполнения поисковых исследований с применением бортового многолучевого эхолота получены кондиционные основы масштаба 1:200 000, что, конечно, недостаточно для выполнения оценочных и, тем более, разведочных работ. При помощи бортового многолучевика, используя более сложную методологию, можно получить основы масштаба 1:50 000, однако для получения более крупных топографических основ (1:25 000, 1:10 000 и более) планируется использовать придонную технику в составе глубоководных комплексов.

Из дистанционных методов планируется использовать геоакустическое и фототелевизионное профилирование. В геоакустический комплекс входит локатор бокового обзора и акустический профилограф. Сонарное изображение позволяет ограничить зоны развития рыхлых осадков и таким образом сузить круг определения параметров корок на коренных породах. Акустические профили, с одной стороны, дают возможность определить мощность осадков, в том числе в пределах локальных ареалов их развития, с другой — дают дополнительные данные о геометрии рельефа дна и особенно его локальных форм.

Фототелевизионное профилирование позволяет проследить протяженность выходов корок, оценить условия их локализации — степень присыпанности осадками, степень дезинтеграции корковых покровов, расчлененность мезорельефа поверхности корок и другое. Также этот вид работ позволяет выделить участки для проведения геологического опробования. Фототелевизионные и геоакустические исследования будут выполняться с последовательным сгущением сети наблюдений. На первых этапах планируется использовать буксируемые аппараты, в дальнейшем предполагается переход на телеуправляемые (ТПА) и автономные необитаемые (АНПА).

Опробование на поисковой стадии выполнялось в основном с помощью драгирования, и лишь на 10–15 % станций пробурены неглубокие скважины погружными установками. В дальнейшем, в процессе оценочных работ, бурение должно стать основным методом опробования. Проблема, однако, в том, что оно затруднено при высоких уклонах дна и высокой

расчлененности его поверхности. Поэтому в определенных случаях придется пользоваться и драгами, пытаться применять ТВ-грейфер. При переходе же к разведочным работам, в помощь бурению, опробование должно осуществляться тяжелыми ТПА, оснащенными различными манипуляторами, позволяющими производить целенаправленный отбор проб. В целом с увеличением стадий геологоразведочных работ, сети опробования будут последовательно сгущаться.

Таким образом, современная ситуация, дальнейшие планы, цели и задачи проведения геологоразведочных работ на кобальтоносные марганцевые корки — ясны. Осталось только эти планы реализовать.

Литература

- Конвенция Организации объединенных наций по морскому праву. Нью-Йорк, 1982. 241 с.
- Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ ФГУПП «Южморгеология», 2005. 230 с.
- Мельников М.Е., Плетнев С.П. Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литол. и полезн. ископаемые. 2013. № 1. С. 3–16.
- Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 13–27.
- Правила поиска и разведки кобальтоносных железомарганцевых корок в Районе // Документ ISBA/18/A/11. Международный орган по морскому дну. Кингстон. 16–27 июля 2012. 52 с.
- Hein J.R., Schwab W.G., Davis A.S. Cobalt- and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall islands // Mar. Geol. 1988. V. 78. P. 255–283.

ЭВОЛЮЦИЯ БАССЕЙНОВ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ КОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ УРАЛА

Г.А. Мизенс, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,
mizens@igg.uran.ru*

Предполагается (Пучков, 2000; и др.), что на рубеже девона и карбона в результате причленения островных дуг сформировалась аккреционная окраина Восточно-Европейского континента. Зона субдукции, по мнению В.Н. Пучкова, переместилась на восток (в современных координатах), в область Тургайского прогиба, где вплоть до среднего карбона, до начала собственно коллизии континентов, продолжали существовать так называемые остаточные океанические бассейны. В то же время представления о палеогеографических обстановках в пределах аккреционной окраины остаются весьма фрагментарными. Существующие исследования относятся преимущественно к отдельным структурным зонам и отдельным возрастным интервалам. Полученные новые данные и обобщение материалов прежних работ позволяют, тем не менее, уточнить общий ход эволюции бассейнов осадконакопления на время формирования аккреционной окраины и начала орогенеза.

В целом модель эволюции бассейнов осадконакопления коллизионной стадии развития Урала объединяет последовательное формирование четырех типов (четырёх групп) объектов, основные характеристики которых в первую очередь определяются геодинамическими обстановками. К первой группе (C_1t-v_1) относятся остаточные моря и рифтовые зоны, вторая (C_1v_2-s) представляет собой однородные обширные шельфовые моря, в третьей (C_2) существенную роль играют сдвиговые бассейны, четвертая (C_2-P_1) представлена впадинами предгорного прогиба.

Бассейны первой группы в наиболее характерном виде представлены на Южном Урале, в Магнитогорской мегазоне. На протяжении турнейского века и до середины визе здесь существовал обширный морской водоем сложного строения и происхождения. Его западная часть представляла собой типичный остаточный бассейн, где в целом сохранялись условия глубоководного фаменского задугового моря с теми же источниками обломочного материала

(кордильера Уралтау на западе и вулканические острова на востоке). Как и в позднем девоне, осадконакопление в нем осуществлялось гравитационными потоками, сформировавшими мощную флишевую толщу, местами с участием вулканитов (Мизенс, 2002). Вдоль восточной границы этого бассейна и на его южной окраине на протяжении всего раннего визе осаждались слоистые битуминозные известняки.

В то же время восточнее, на территории, где в фамене находилась вулканическая дуга, начиная с середины турне формировался грабен со сложными и изменчивыми условиями осадконакопления и активным вулканизмом в южной части (березовская и греховская свиты) (Вулканизм ..., 1992; Салихов, Яркова, 1992; Сурин, Мосейчук, 1997; Язева, Бочкарев, 1998; Тевелев, Кошелева, 2002). В турне здесь была одна раздвиговая зона, а в начале визе уже две: Центральная субмеридиональная и Жарумбайская северо-восточного простирания. Вулканические извержения преимущественно были подводными и практически не оказывали влияния на акватории, расположенные в северной части грабена, и в простиравшийся западнее флишевый бассейн. Южный сектор рифта от северного отделяла изолированная карбонатная платформа, представленная свитой горы Магнитной, которая начала формироваться еще в позднем девоне как чехол вулканического острова (островов). Слабое влияние вулканических процессов на осадконакопление в остаточном бассейне, возможно, также связано с существованием барьера. Скорее всего, эти два осадочно-породных бассейна (остаточный и грабен) были сближены только на последующих стадиях развития складчатой области. В то же время на востоке, в прибрежной полосе рифтовой зоны влияние вулканизма хорошо заметно. Здесь на предположительно наземных обломочных породах нижнего турне залегают чередующиеся туффиты, аргиллиты, известняки и субщелочные базальты (Салихов, Яркова, 1992).

Аналог южноуральского рифтового бассейна прослеживается и на Средний Урал, где наблюдаются признаки интенсивного и равномерного погружения меридионально ориентированной зоны. В восточной (в современных координатах) краевой части этого грабена распространены аллювиальные, в меньшей степени болотные фации (в пределах приморской дельтовой равнины). Западнее располагался морской бассейн, формировались дельтовые и морские отложения (как мелководные, так и относительно глубоководные), чередующиеся с вулканическими излияниями. Центры вулканической деятельности, в отличие от Южного Урала, не сохранились. По мнению Г.А. Петрова (2010), эти излияния могли быть трещинными, хотя имеются сведения (Коротеев и др., 1986), что некоторые из потоков могли относиться к стратовулканам. В пределах упомянутого бассейна располагалось изолированное поднятие с карбонатным осадконакоплением, которое, как и на Южном Урале, развивалось еще в девоне в виде чехла вулканических островов. Отложения западной части бассейна на Среднем Урале не сохранились, они срезаны придвинутым Мурзинско-Адуйским блоком кристаллических пород. Вероятно, что еще дальше к западу в течение турнейского и визейского веков существовал фрагмент остаточного бассейна окраины океана. По мнению В.Н. Пучкова (2000), об этом свидетельствует наличие магматических пород известково-щелочной серии Верхисетской группы массивов, которые могли образоваться над короткоживущей зоной субдукции. Возможно, к осадочному комплексу этого бассейна относятся метаморфизованные терригенные отложения арамилской свиты.

В раннем визе в среднеуральском рифтовом бассейне в целом сохранялась та же обстановка, что и в турне, однако, в его восточной части сформировался узкий глубокий прогиб небольшой протяженности, в котором за короткое время накопилась обломочная толща большой мощности (жуковская свита). Наряду с тонкозернистыми породами с текстурами турбидитов в составе толщи много грубообломочных образований (в том числе глыбы известняков), представляющие собою отложения обломочных потоков. Такие особенности позволяют предположить, что на фоне грабена мог образоваться сдвиговый бассейн (pull-apart basin).

В позднем визе началась вторая стадия эволюции бассейнов осадконакопления. Роль вулканических и терригенных пород в разрезах Магнитогорской мегазоны уменьшается. В то же время существенно возрастает роль карбонатных образований. Повсюду начинают преобладать шельфовые обстановки. А процессы вулканизма смещаются на север. Серпуховский век (а на

Среднем Урале уже и позднее вize), характеризовался почти полным выравниванием условий осадконакопления, в тектонических процессах наступило затишье. На огромных территориях установился режим относительно неглубокого шельфового бассейна с карбонатным осадконакоплением. Характерно, что на Среднем Урале он устанавливался в направлении с востока на запад.

В башкирском веке геодинамическая обстановка становится более сложной, наступила третья стадия эволюции бассейнов. Предполагается, что именно в это время континентальные плиты пришли в непосредственное соприкосновение и началась «жесткая» коллизия, по терминологии В.Н. Пучкова. Хотя на большей части рассматриваемой территории сохранялись шельфовые обстановки, они уже были не такими однородными, как в серпухове. На Южном Урале образовались небольшие узкие прогибы, выполненные тонкослоистыми глинистыми и битуминозными известняками, мергелями и спонголитами, а также известняковыми обломочными породами, в том числе грубообломочными. На Среднем Урале среди карбонатных пород появляются отложения нескольких небольших (узких и коротких) глубоководных бассейнов. В том числе алапахинская свита, сложенная песчано-глинистыми турбидитами с линзами галечных дебритов и отдельными глыбами известняков (Мизенс и др., 2007) и малобелоносовская (Мизенс и др., 2012). Размеры обломочного материала и признаки глубоких врезов свидетельствуют о том, что, по крайней мере, один борт трогов был поднят высоко.

В московском веке процессы развития аналогичных прогибов на востоке Урала стали еще более интенсивными. Признаки существования такого (довольно протяженного) бассейна прослеживаются по рр. Худолаз, Бурля, Урал, Джананка, где обнажаются разрезы флишевой толщи, содержащей крупные блоки нижнекаменноугольных известняков. Судя по распределению обломочного материала и составу его силикатной составляющей, снос происходил с запада, с области массива Уралтау, а ориентировка гиероглифов свидетельствует о течениях, направленных с юга на север, на что уже обратил внимание М.М. Бежаев (1978). Восточнее, вблизи с. Бреды, развита другая толща турбидитов, отличающаяся по составу и строению. Здесь силикатный материал представлен главным образом кварцем, что предполагает восточный источник сноса.

На Среднем Урале развиты как субконтинентальные образования (нейвинская свита и ее аналоги), так и морские глубоководные (кунарская свита). Те и другие содержат большое количество грубообломочного материала, представленного главным образом известняками (до 60–65 %, иногда до 90 %), причем резко преобладают верхневизейские. Окатанность галечного материала слабая, следовательно, область размыва располагалась в непосредственной близости, скорее всего, на востоке. Среди конгломератов устанавливаются как прибрежно-морские фации (особенно на юге), свидетельствующие о существовании высоких крутых берегов, сложенных известняками визейского, серпуховского и башкирского ярусов, так и пролювиальные. Источник обломочного материала флиша кунарской свиты, по мнению М.М. Бежаева, находился на севере.

Удлиненная форма бассейнов, большие мощности, обилие грубообломочных пород, состоящих в значительной степени из обломков непосредственно подстилающих отложений (визейских, серпуховских, башкирских), предполагают, что бассейны формировались в межгорной обстановке и могли иметь сдвиговую природу. О существенной роли сдвиговых перемещений при формировании рассматриваемой аккреционной окраины свидетельствуют и палеомагнитные данные (Мизенс, Свяжина, 2010; Петров, 2010).

Бассейны четвертой группы относятся к собственно орогенной стадии. Они развивались уже в предгорном прогибе на окраине Восточно-Европейской платформы и под влиянием надвигающегося складчато-надвигового пояса смещались в сторону платформы. Преимущественно это долгоживущие глубоководные бассейны с осадконакоплением в виде гравитационных потоков (Мизенс, 1997). Только в конце перми флишевые отложения сменились молассой. Особенности развития бассейнов предгорного прогиба и их соотношение с межгорными бассейнами позволяют выделить три этапа в эволюции Уральского орогена. На начальном (C_2) горная система была сравнительно узкой и локальной. Она охватила только западную часть нынешнего Урала, причем только местами. На этапе зрелого орогена (C_3 -P₁)

прекратили существовать все межгорные бассейны, горы получили максимальное развитие. Поздний ороген (P_2-T_1) связан с затуханием горообразующих процессов и постепенным размывом гор, формированием молассовой формации в прогибе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561) и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-1014.

Литература

- Бежаев М.М. Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: Среднеуральское книжное изд-во, 1978. 207 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 229 с.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Мизенс Г.А., Свяжжина И.А. Некоторые особенности палеотектоники территории Урала в позднем палеозое по палеомагнитным данным // Ежегодник-2009 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 72–74.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Коровко А.В. Фациальные особенности башкирских обломочных пород на восточном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2006 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 94–100.
- Петров Г.А. Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерализации // Ежегодник-2009 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 79–82.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал) // Вестник С-ПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд МГУ. 2002. 124 с.
- Чувашов. Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 230 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 204 с.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ В ПРИДОННОЙ ВОДЕ НА ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЕ (КОНЕЦ ДЕВОНА – НАЧАЛО КАРБОНА НА ВОСТОКЕ УРАЛА)

Г.А. Мизенс, С.А. Сапурин

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,
mizens@igg.uran.ru*

В разрезах осадочной оболочки по всему земному шару встречаются следы крупных геологических событий, в том числе глобальных и субглобальных. В то же время причины и распространение их до конца не ясны. Поэтому представляет интерес проявление некоторых из этих событий на изолированной карбонатной платформе. Тем более, что согласно современным геодинамическим реконструкциям (Пучков, 2000), восточные зоны Урала, где располагалась рассматриваемая платформа, в конце девона и в начале карбона были удалены как от Восточно-Европейского континента, так и от Ангариды. В таких условиях на характер осадконакопления существенно могли влиять региональные процессы, обусловленные жизнью уральского океана, такие как геодинамические, вулканические, тектонические. Тем не менее, изучение

изотопного состава углерода и кислорода показало, что некоторые из событий, считающиеся глобальными, оставили следы в разрезе упомянутой платформы (Мизенс и др., 2012_{а, в}), в том числе Кельвассеровские (вблизи границы франа и фамена) и Хангенбергское (на рубеже девона и карбона). Для оценки характера их влияния можно опираться на сведения об окислительно-восстановительном состоянии придонной воды в бассейне, которые получают с помощью различных геохимических индикаторов. Правда, однозначные выводы при этом удастся получить не всегда. Многие исследователи (Jones and Manning, 1994; Гаврилов и др., 2002; Маслов и др., 2003) обращали внимание, что на содержание соответствующих химических элементов влияет не только среда осадконакопления, но и некоторые другие условия, следовательно, в разных осадочно-породных бассейнах пригодными для реконструкции среды осадконакопления оказываются различные индикаторы. Так, по данным Ю.О. Гаврилова и др., изучавших меловые отложения центральных районов Русской плиты, более или менее согласованные выводы были получены только с использованием отношений Mo/Mn , $V/(V+Ni)$ и V/Cr . По мнению А.В. Маслова с соавторами, основанном на результатах изучения рифейских и вендских терригенных отложений, ни одно из индикаторных соотношений (за исключением Mo/Mn) не является достоверным показателем окислительно-восстановительных обстановок. В то же время Б. Джонс и А. Меннинг на основании данных по верхнеюрским отложениям Северного моря и Центральной Англии пришли к выводу, что лучше всего редокс-условия разграничивают отношения U/Th , V/Cr , Ni/Co и аутигенный уран.

Одним из наиболее часто используемых индикаторов (особенно зарубежными исследователями) является отношение V/Cr , предложенное В. Эрнстом (1976). Согласно Б. Джонсу и А. Меннингу (1994), значение этого отношения $>4,5$ указывает на аноксидную обстановку, а <2 — на оксидную. По мнению Д. Бонда с соавторами (2004), указанные границы должны быть несколько раздвинуты (соответственно, 5 и 1). Данный индикатор показывает, что в рассматриваемом разрезе карбонатной платформы (у с. Першино на р. Реж) кислородные условия сохранялись непрерывно на протяжении позднего франа и всего фаменского века. Отношение V/Cr в известняках этого возрастного интервала, как правило, <1 . Лишь вблизи границы с карбоном имело место некоторые колебания этого значения, указывающие на кратковременные понижения содержания кислорода, а в конце нижнего турне (на уровне першинского горизонта) отношение V/Cr максимальное (достигает 6). Здесь можно предположить даже аноксидную среду, но на очень короткое время. Выше по разрезу в течение позднеурнейского времени сохранялась кислородная обстановка.

В.Н. Холодов и Р.И. Недумов (1991) предложили использовать в качестве индикатора аноксидных обстановок отношение Mo/Mn . По их данным, о сероводородном заражении древних водоемов можно говорить, если указанное отношение $>0,01$. Этот индекс также удачно использовал А.В. Маслов (2003) в отношении докембрийских отложений Западного Урала. Применение его к известнякам разреза Першино показало, что в девонском интервале обстановки повсюду были кислородными (в том числе во время кельвассеровских событий), отношение Mo/Mn во всех случаях $<0,005$. Высокие значения его наблюдаются только в интервале першинского горизонта нижнего турне, сложенного черными битуминозными известняками, а также в верхнем турне на уровне косвинского горизонта, что согласуется с поведением отношения V/Cr .

Для оценки окислительно-восстановительных обстановок нередко используется также отношение $V/(V+Ni)$, варьирующее от 0,65–0,7 в осадках, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках, до почти 1,0 в аноксидных (Hatch, Leventhal, 1997). Согласно этим данным, на рассматриваемой платформе обстановки постоянно были кислородными (указанное отношение $<0,3$ –0,4), лишь в образцах известняков хвощевского горизонта верхов фаменского яруса и режевского и першинского горизонтов турне наблюдается некоторое увеличение этого отношения (до 0,5–0,6). Слабое уменьшение количества кислорода имело место и в верхах франского яруса (до 0,4).

Известно, что в морской воде с нормальным содержанием кислорода концентрация урана невысокая и относительно постоянная, в то время как в осадках, осаждаемых в аноксидных условиях, она возрастает. При этом наиболее показательным является так называемый

аутигенный уран (Wignall, Myers, 1988), фиксируемый главным образом органическим веществом. Количество такого урана указанные авторы предлагают рассчитать по формуле: аутигенный $U = (\text{общий } U) - Th/3$. По мнению Б. Джонса и А. Меннинга (1994), а также Д. Бонда и др. (2004), содержание аутигенного урана менее 5 г/т указывает на кислородную среду, а более 12 — на аноксидную. Следовательно, данный индикатор также свидетельствует о существовании кислородной обстановки во время осаждения известняков рассматриваемого разреза. Содержание его чаще всего меньше 1 г/т, чуть выше (1,4–1,9 г/т) в верхах фамена, в верхней части першинского горизонта турне (1,1–1,4 г/т) и в низах фамена (0,9–1,3 г/т), где можно предположить несколько пониженное, по сравнению с общим фоном, содержание кислорода.

От условий осадконакопления в бассейне зависит также концентрация европия и особенно церия (Murray et al., 1991; Pattan et al., 2005). Известно, что европий подвижен в восстановительной обстановке (Дубинин, 2004). Часть его при этом может восстановиться до двухвалентного состояния и в отсутствии минералов-концентраторов перейти в раствор, следовательно, в осадке его количество уменьшается. Так как практически для всех изученных образцов характерен Eu-минимум (хотя и небольшой), то получается, что распределение этого элемента входит в некоторое противоречие с другими индикаторами. Относительная концентрация Ce тоже отражает окислительно-восстановительную обстановку на дне бассейна и в верхних слоях осадка (Балашов, 1976). Увеличение его содержания указывает на окислительную обстановку, в то время как уменьшение — на восстановительные или бескислородные условия. Согласно П. Вилде с соавторами (Wilde et al., 1996), в ходе трансгрессии в придонной воде количество кислорода уменьшается и отрицательная Ce-аномалия в осадке усиливается. Во время регрессии, наоборот, отрицательная Ce-аномалия уменьшается или становится положительной. Следовательно, положительная Ce-аномалия указывает на преобладание окислительных обстановок и на падение уровня моря, отрицательная — на восстановительные обстановки и на подъем уровня моря. Среди индикаторов, использованных для характеристики среды осадконакопления на рассматриваемой платформе, аномалия церия, по-видимому, является наиболее показательной. При этом, однако, надо иметь в виду, что его относительно глубокие отрицательные аномалии связаны не с аноксидными обстановками, а с усилением растворимости в условиях трансгрессий при климатических изменениях (от ледникового до неледникового) (Wilde et al., 1996). Так, на рубеже франа и фамена проявляется сильная отрицательная аномалия, свидетельствующая о трансгрессии, очевидно связанной с верхним Кельвасеровским событием. Выше этой границы, в низах фамена, аномалия становится менее, а потом более выраженной, что отражает глобальную регрессию, известную на этом уровне по многим регионам (Sandberg et al., 2000), и последующую за ней трансгрессию. В дальнейшем, на протяжении почти всего фамена, наблюдается постепенное уменьшение величины отрицательной аномалии почти до полного ее исчезновения, что, по-видимому, отражает постепенное (хотя и прерывистое) уменьшение глубины бассейна. Перед границей девона и карбона и в начале карбона снова имеют место колебания аномалии церия, вероятно, связанные с колебаниями глубины бассейна, отражающими фазы Хангенбергского события. Значительное увеличение отрицательной аномалии церия наблюдается в известняках верхней части нижнетурнейского подъяруса (першинский горизонт) в интервале, где почти все индикаторы окислительно-восстановительной среды указывают на дисоксидную обстановку. Кизеловский горизонт (верхнетурнейский подъярус) характеризуется менее глубокими отрицательными аномалиями, хотя литологические особенности свидетельствуют о турбидитовой природе известняков. Вероятно, к такому результату привело поступление богатой кислородом воды из мелководья в составе турбидных потоков. В самом конце турнейского яруса, на уровне козьвинского горизонта, бассейн, по-видимому, снова стал глубже и прекратилось поступление потоков с мелководья; здесь наблюдаются выраженные отрицательные аномалии церия.

Несмотря на то, что не всегда удавалось получить согласованные по разным индикаторам выводы, тем не менее, большая часть из них подтверждает постоянное присутствие кислорода в придонной воде. Лишь в некоторых случаях речь может идти об обеднении содержания этого компонента (о дисоксидной обстановке), а следы бескислородной среды практически отсутствуют, хотя указанные события (Кельвасеровские и Хангенбергское) обычно считаются

аноксидными. Следует, однако, иметь в виду, что на территории Западной Европы Верхний Кельвассеровский горизонт тоже не везде характеризуется признаками дисоксидных и тем более аноксидных обстановок (Bond et al., 2004), хотя соответствующее ему событие, вероятно, было более интенсивным, чем Нижнее, и более широко распространенным. По мнению Д. Бонда с коллегами, ограничение насыщенности кислородом в позднедевонских бассейнах Европы зависело от палеобатиметрии и местоположения бассейна. Так, устойчивое развитие кислородных обстановок во время формирования разреза Wolayer Glacier (Карнийские Альпы, Австрия) эти авторы объясняют расположением бассейна вблизи континентальной окраины, что напоминает положение Першинской карбонатной платформы. Отсутствие признаков бескислородной обстановки на Урале во время проявления кельвассеровских событий подтверждает точку зрения указанных исследователей (Bond et al., 2004), что аноксидные кельвассеровские события начались в эпиконтинентальных бассейнах, которые потом трансформировались в бассейны континентальных окраин. Если бы развитие аноksии началось в глубинах океана, как это предполагается в других моделях (Goodfellow et al., 1989), то бескислородная вода, по-видимому, распространялась бы также и на рассматриваемую изолированную платформу.

Признаки наиболее значительного углубления моря в пределах карбонатной платформы обнаруживаются на уровне першинского горизонта (фораминиферовая зона *Neoseptaglomospiranella donetziana* — *Palaeospiroplectamina tchernyshinensis*), особенно в его верхней части. Здесь фиксируются наиболее легкий изотопный состав углерода (Мизенс и др., 2012_а), глубокие отрицательные аномалии церия, высокие значения отношений V/Cr, V(V+Ni), V/Co, Mo/Co. Причем в верхних слоях горизонта отношение V/Cr достигает величины 6, что допускает кратковременное существование аноксидной среды. Повышение уровня моря в конце першинского времени, вероятно, отражает глобальную трансгрессию середины турнейского века. Она реконструируется в Северной Америке, Европе и в Азии (Kalvoda, 1989; Becker, 1993; Alekseev et al., 1996).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00561) и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-1014.

Литература

- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
- Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А. К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 75–93.
- Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Изотопный состав и условия образования верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала // Материалы Всероссийского литологического совещания «Ленинградская школа литологии». Т. 2. СПб.: СПбГУ, 2012_а. С. 60–62.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012_б. № 4. С. 107–126.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемах // Изв. АН. СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. P. 149–168.
- Becker R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity // The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change. Systematics Ass. Spec. Clarendon Press. Oxford. 1993. V. 47. P. 115–163.
- Bond D., Wignall P.B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geol. Mag. 2004. V. 41 (2). P. 173–193.

Goodfellow W.D., Geldsetzer H., McLaren D.J., Orchard M.J., Klapper G. Geochemical and isotopic anomalies associated with Frasnian-Famennian extinction // *Historical Biology*. 1989. V. 2. P. 51–72.

Hatch J.R., Leventhal J.S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excello Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA // *Chem. Geol.* 1997. V. 134. P. 215–235.

Jones B., Manning D.A.C. Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // *Chem. Geol.* 1994. V. 111. P. 111–129.

Kalvoda J. Tournaisian events in Moravia and their significance // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 1989. V. 117. P. 353–358.

Murray R.W., Buchholz ten Brink M.R., Brumsack H.J., Gerlach D.C. and Russ G.P. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*: results from ODP leg 127 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 2453–2466.

Pattan J.N., Pearce N.J.G., Mislankar P.G. Constraints in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin // *Chem. Geology*. 2005. V. 221. P. 260–278.

Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. Late Devonian events and mass extinctions // *Catastrophic Events and mass extinctions: Impacts and Beyond*. 2000. V. 1053. Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute Contribution. P. 188–189.

Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach // *Geology*. 1988. V. 16. P. 452–455.

Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Erdtmann B-D. The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies // *Sed. Geology*. 1996. № 101. P. 43–53.

ТИТАНОВЫЕ РОССЫПИ НИЖНЕГО ФРАНА ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Милаш

*Научно-исследовательский институт геологии Воронежского госуниверситета,
Воронеж, pirit86@yandex.ru*

Ястребовское время раннего франа ознаменовалось проявлением эксплозивной вулканической деятельности на юго-востоке Воронежской антеклизы. Продукты эксплозивных выбросов оказали существенное влияние на характер осадконакопления этой площади и определили характерный облик вулканогенно-осадочных пород ястребовской свиты.

В центральной части рассматриваемой площади, на междуречье рек Дона и Толучеевки накапливались наиболее грубообломочные разности (средне- и крупнообломочные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты) вокруг центров извержений. Для разреза характерно чередование этих пород с нормально-осадочными разностями — разнозернистыми до грубозернистых песчаниками, алевrolитами, реже аргиллитами, формировавшимися в прибрежно-морских условиях слабой (ША) и средней гидродинамической активности среды (ШБ). Значительная роль в разрезах принадлежит вулканомиктовым разностям. Местами отчетливо проявляется ритмичное строение разреза.

Проведенный анализ фациальной карты, составленной автором (рис. 1, 2), показывает, что в нижнем фране основная часть площади представляла прибрежно-морскую и мелководно-морскую зоны, в пределах которых действовало около 15 вулканов центрального типа. Возникшие во время извержений небольшие конусы насыщенного ильменитом пирокластического материала быстро размывались, а продукты их разрушения отлагались поблизости.

Ястребовские отложения залегают на глубинах от первых до 250 м и вскрыты только Павловским гранитным карьером. Мощность их не выдержана и составляет от первых до 40 м. Максимальные отмечены вблизи вулканических аппаратов. Здесь же наблюдаются и наиболее высокие содержания ильменита (до 350 кг/м³), образующего россыпи. С удалением от вулканических аппаратов содержание полезного компонента в россыпях уменьшается. Кроме ильменита и магнетита к продуктам эксплозивной деятельности относятся хромшпинелиды,

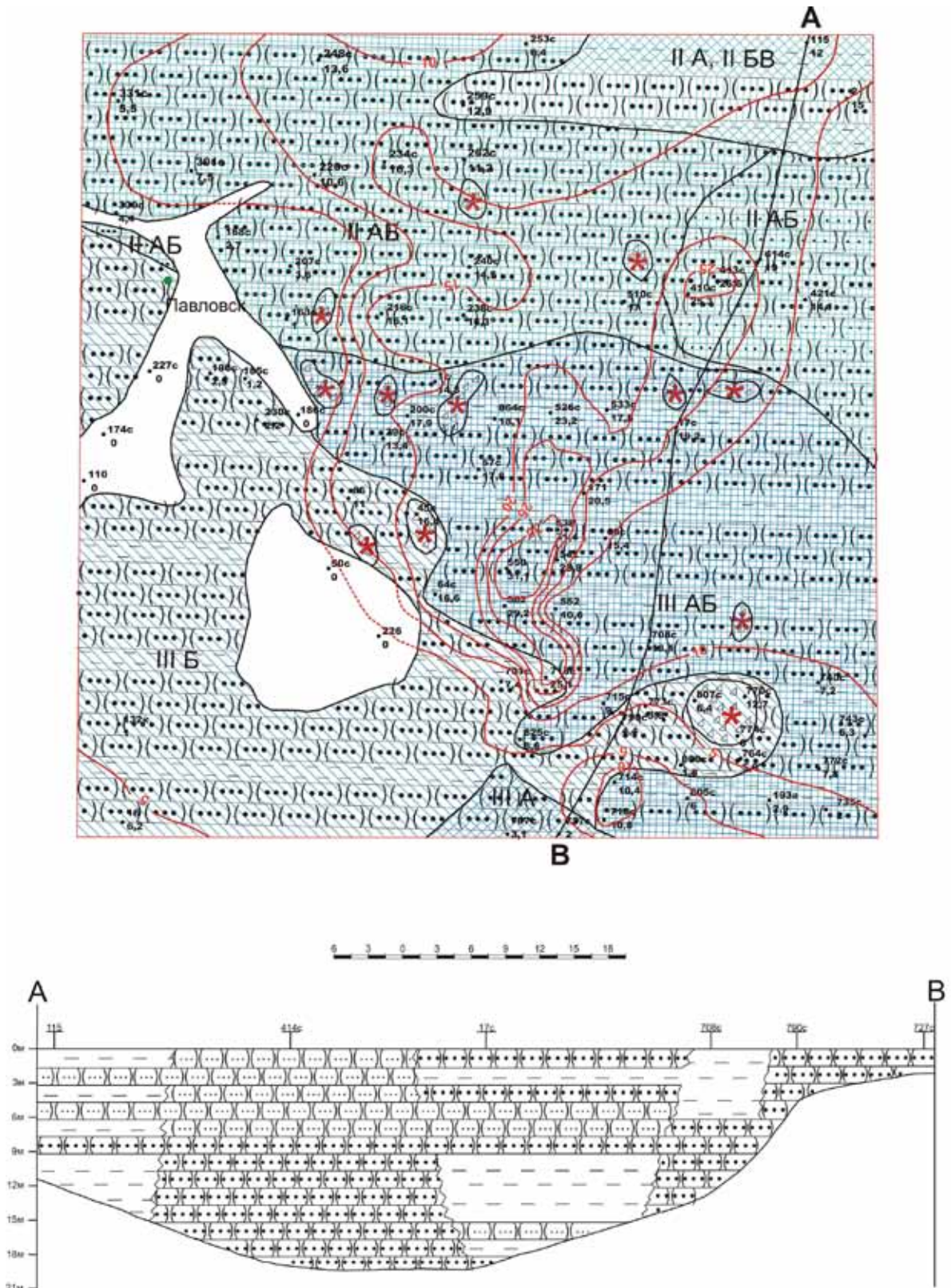


Рис. 1. Литолого-фациальная карта и профиль ястребовского времени

оливин, муассанит, фторапатит, циркон (розовато-желтые кристаллы цирконового облика с включениями ильменита), пироп, пироксены (Канцеров, 1984; Быков, 1989).

В составе россыпей преобладает ильменит (10–47 %), обломки эффузивных пород с зернами ильменита (0,02–31 %), сидерит (3–84 %), хромит, гранат, ставролит, циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, апатит (всех до первых процентов). Ильменитоносны главным образом

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Рис. 2. Условные обозначения к литолого-фациальной карте

грубообломочные туфы и туффиты с эффузивными обломками основного состава, песчаники с большим количеством туфогенного материала, а также туфолавы и туфобрекчии. Мощность обогащенных ильменитом прослоев и пачек пород колеблется от 2–3 до 10–11 м. Размер зерен ильменита колеблется от тысячных долей до 0,68 мм, причем наиболее крупные находятся в средне-и грубообломочных разностях туфогенных пород (Савко и др., 1995).

В настоящее время титановые россыпи нижнего франа юго-востока Воронежской антеклизы не разрабатываются. На Шкурлатовском гранитном карьере ястребовские отложения идут в отвалы, хотя по содержанию основных компонентов концентрат ильменита, получаемый из ястребовских туфогенных пород, вполне соответствует требованиям, предъявляемым металлургией.

Сравнение содержаний элементов-примесей в концентрате ильменита из ястребовского горизонта карьера с концентратом ильменита Сомотканского месторождения, используемого в металлургии, показывает, что они очень близки по содержанию галлия, никеля, ванадия, кобальта, несколько отличаясь по количествам ниобия (в первом в 4 раза больше), циркония (в первом в 6 раз меньше), меди (в первом в 3 раза меньше), бария и хрома (в первом в 1,5 раза меньше). Большое количество трехоксида хрома не позволяет рекомендовать концентрат ильменита Павловского карьера в лакокрасочной промышленности для получения титановых белил. Повышенное содержание хрома связано с присутствием хромшпинелидов. В монофракции ильменита трехоксида хрома содержится в пределах 0,03–0,09 %. Применяя существующие технологические схемы удаления хрома из концентратов ильменита, хромшпинелиды можно удалить, так что полученный концентрат будет отвечать требованиям лакокрасочной промышленности.

В районе распространения вулканогенно-осадочных образований юго-востока ВКМ выявлено несколько россыпей: Шкурлатская, Нижне- и Верхне-Мамонские, Лосевская,

Мало-Рахманская. Промышленный интерес представляют участки со средним содержанием ильменита около 100 кг/м³ (Патык-Кара, 1997).

Литература

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

Канцеров В.А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы позднего девона юго-востока Воронежской антеклизы: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Харьков, 1984.

Патык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И., Быховский Л.З. и др. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. 479 с.

Савко А.Д., Беляев В.И., Иконников Н.Н., Иванов Д.А. Титан-циркониевые россыпи Центрально-Черноземного района. Воронеж: Изд-во Воронежского госуниверситета, 1995. С. 18–19.

ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ПАЛИНОФАЦИЙ

О.Р. Минина

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Lithology2013yaksha@rambler.ru

В результате проведенных в последние годы исследований в Западном Забайкалье установлено широкое распространение различных в формационном отношении девонских отложений (Филимонов и др., 1999; Минина, 2003; Филимонов, 2005; Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). К ним отнесены урминская и уакитская толщи, санская, перевальная, белогорская, чулегминская свиты. При реконструкции фациальных типов отложений и обстановок седиментации использовался анализ палинофаций (Минина, Неберикутина, 2012). Палинофациальный анализ, включающий изучение состава и количественных соотношений компонентов в палиноспектрах, т.е. всего рассеянного органического вещества (РОВ), выделяемого из породы для палинологических исследований, позволил получить важную информацию для выявления условий седиментации и специфических особенностей режима осадконакопления различных частей разрезов девонских отложений (Ровнина, 1984).

Все комплексы микрофоссилий, установленные в отложениях верхнего девона, состоят из структурного и аморфного органического вещества (Минина, 2003; Минина, Неберикутина, 2012). *Структурное органическое вещество* представлено палиноморфами (ПМ) континентального (пыльца и споры наземных растений) и морского (фораминиферы, сколекодонты, диноцисты, акритархи, одноклеточные водоросли) генезиса и палинодебрисом, состоящим из микроскопического растительного детрита разной степени катагенеза (лейптинита, витринита, инертинита). *Аморфное ОВ* представляет собой неструктурный палинодебрис, образующийся под воздействием химических и бактериальных процессов. Палиноморфы континентального генезиса включают миоспоры турмы *Triletes*, пыльцу *Perisaccus* и споры, функционирующие как предпыльца *Archaeoperisaccus*. Для миоспор характерно широкое развитие форм, относящихся к папоротникообразным и плауновидным. Миоспоры характеризуются утолщенной эктэкизой с орнаментом из зерен, шипиков, бугорков и в разной степени отделяющейся эндэкизой, формирующей внутреннее тело. Отдельные виды отличаются развитием патины (утолщением экзины). Размеры их колеблются от 10 до 250 мкм (средняя величина оболочек 45–60 мкм, самые мелкие 10–15 мкм). Наиболее часто встречаются миоспоры родов *Archaeozonotriletes* и *Geminospora*. Споры этих форм родов господствуют в нижне- и среднеурминской подтолщах, белогорской свите. Споры с пленчатым разрастанием оторочки и разной скульптурой тела родов *Hymenozonotriletes*, *Diducites*, *Chomotriletes*, *Auroraspora*, *Kedoesporis*, *Spelaeotriletes* характеризуются широким видовым разнообразием. Особенно широко они распространены в верхнеурминской подтолще, чулегминской, белогорской и санской свитах. Миоспоры с крупнобугорчатым цингулюмом

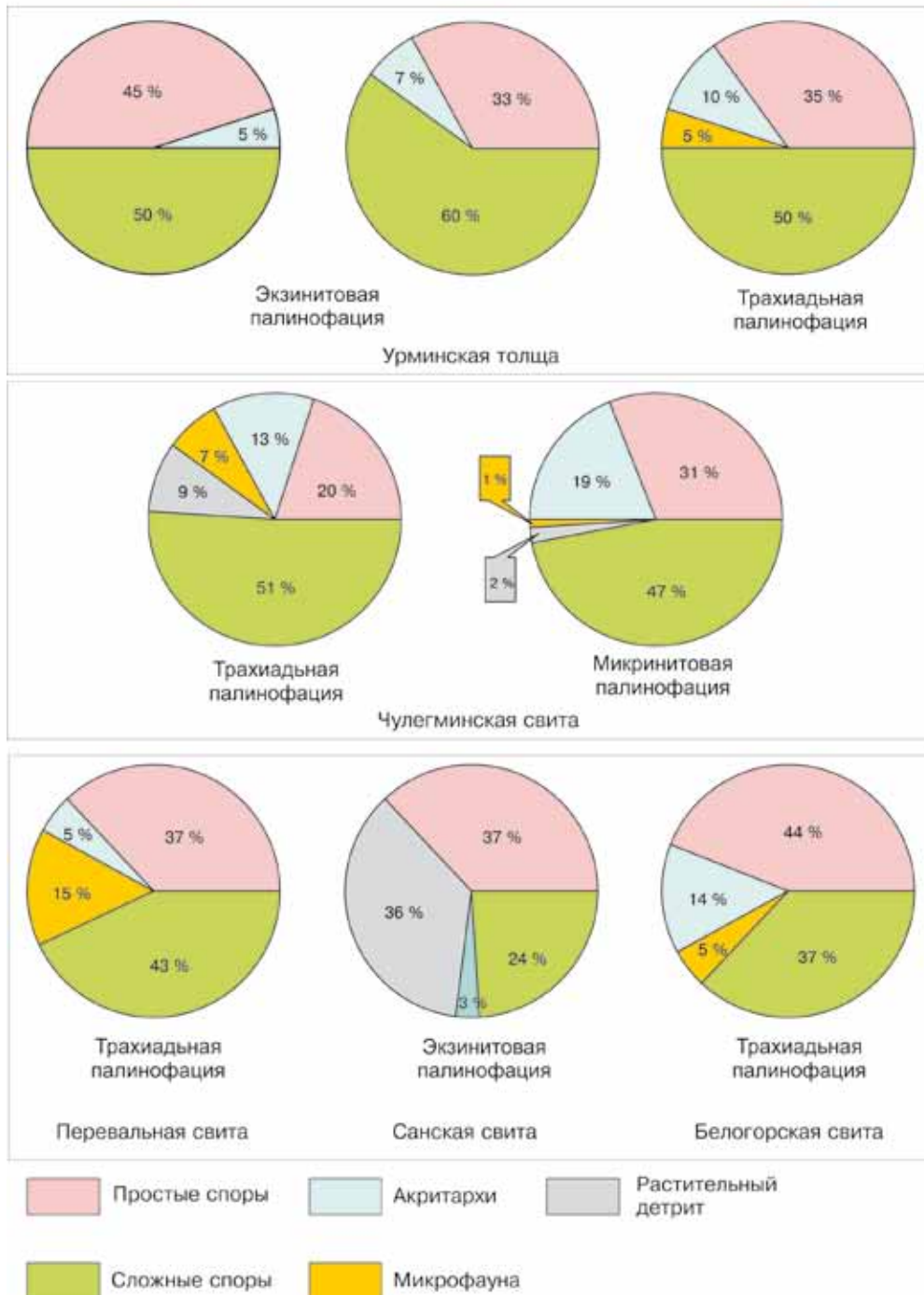
рода *Lophozonotriletes* наиболее характерны для среднеурминской подтолщи, санской свиты, реже встречаются в чулегминской и перевальной свитах и эпизодически — в нижнеурминской подтолще. Споры с узким гладким цингулюмом родов *Stenozonotriletes*, *Ambisporites* наиболее часто встречаются в комплексах нижнеурминской подтолщи и белогорской свиты. Мелкие, простые, безотороченные миоспоры с ареей, шиповато-бугорчатой экзиной, со складками смятия на поверхности экзины форма-родов *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Retusotriletes*, *Calamospora*, *Acanothotriletes*, *Lophotriletes*, *Apiculatisporis*, принадлежащих примитивным влаголюбивым растениям, преобладают в комплексах ниже-верхнеурминской подтолщ и чулегминской, санской, белогорской свитах. Эпизодически во всех палинокомплексах, кроме комплекса санской свиты, встречаются оболочки с сетчатой и ямчатой скульптурой родов *Dictyotriletes*, *Microreticulatispora*, *Brochotriletes*, *Faveolatisporites*. Однолучевые каватные миоспоры (предпыльца) *Archaeoperisaccus* разнообразного видового состава характерны для среднеурминской подтолщи. В нижней и средней частях разреза урминской толщи эпизодически встречаются зерна пыльцы *Perisaccus*.

Среди микрофоссилий морского генезиса встречены оболочки, относящиеся к одноклеточным микроорганизмам — группе *Acritarcha Evitt* — хитинозои и сколекодонты. Акритархи в количественном отношении резко подчинены миоспорам. Наиболее часто встречаются лейосферидии. Микрофитопланктон редко встречается в ниже-среднеурминской подтолщах, санской свите. Его число и разнообразие значительно в чулегминской, перевальной, белогорской свитах и верхнеурминской подтолще. Среди акритарх часто встречаются шиповатые с короткими выростами — *Micrystidium*, овальные гладкие — *Ovulum*. Остатки скелетной микрофауны — хитинозои (образования с хитиновым покровом) и сколекодонты (остатки челюстного аппарата многощитковых кольчатых червей) наиболее часты в среднеурминской подтолще и чулегминской свите, в последней также встречены фораминиферы рода *Sorosphaera*, распространенные в силуре – карбоне. Кроме того, в палиносpectрах среднеурминской подтолщи, санской свите встречаются многочисленные обрывки растительных тканей, тонкие фрагменты кутикулы и другой растительный детрит. В мацерате проб из всех стратонов присутствует рассеянное органическое вещество в деструктурной форме (аморфное).

Микрофоссилии неравномерно распределены в осадочных толщах. В морских осадках они накапливаются как пелитовая фракция и подвержены действию гидродинамических законов бассейна (Методические аспекты..., 1987). Концентрация спор и пыльцы наземных растений в осадках зависит: а) от биологической продуктивности растений; б) расстояния от места произрастания материнских растений до места захоронения миоспор; в) способов транспортировки и условий седиментации; г) гранулометрического и вещественного состава пород; д) устойчивости оболочек к механическому воздействию и влиянию температур. Распределение микрофитопланктона зависит: а) от глубины бассейна (от литофаций); б) расстояния от береговой линии; в) направления преобладающих течений. Так, в прибрежной мелководной обстановке обитают таксономически бедные, примитивные сообщества акритарх, в удалении от берега возрастает их численность и многообразие, а в глубоководной среде разнообразие микрофитопланктона опять сокращается.

Состав рассеянного органического вещества характеризует фациальные условия образования осадка, а комплекс палиноморф и палинодебриса, формирующийся в этих отложениях, определяется как палинофация и используется при определении древних обстановок осадконакопления (Петросьянц и др., 1990). Палинофации делятся на экзинитовые, трахеальные, микринитовые и ксеноморфные (Habib, 1979) и характеризуют условия формирования отложений. Палинофации контролируются положением береговой линии, глубиной бассейна и его гидродинамикой. В зависимости от количественных соотношений палиноморф и изменения родового состава последних в комплексах микрофоссилий, в изученных нами стратонах выделено три типа палинофаций: трахеальная, экзинитовая и микринитовая (рисунок). Экзинитовая палинофация состоит из большого количества и разнообразия видов и родов спор и пыльцы наземных растений. Обилие детрита, кутикулы сосудистых растений и трахей. Морской фитопланктон практически отсутствует. Палинофация образовывалась в прибрежных аллювиально-дельтовых континентальных условиях. Трахеальная палинофация

Циклограммы состава основных компонентов микрофоссилий



Циклограмма состава основных компонентов палинофашии

сходна с экзинитовой, но на ней сказывается «селекция» состава спороморф под влиянием морских течений и присутствие морского микрофитопланктона. Для нее характерно преобладание ограниченного числа таксонов наземных растений. Эта палинофашия прибрежно-морских условий (мелкий шельф или авандельта). Микринитовая палинофашия состоит из морского микрофитопланктона, мелких спор и пыльцы, мелкого палинодебриса и характерна для морских условий. Важным при палинофашиальных реконструкциях является определение коэффициента мористости — отношения суммы компонентов континентального происхождения к микрофитопланктону типично морского происхождения (диноцистам, фораминиферам, сколекодонтам). Малое количество спор и пыльцы и большое

микрофитопланктона свидетельствуют об обстановках седиментации, находящихся далеко от берега, обратное соотношение — о прибрежных обстановках осадконакопления. Чем ниже коэффициент мористости, тем ближе к берегу формировалась осадочная толща.

Экзинитовая и трахеальная палинофации типичны для *урминской толщи* (здесь и далее см. рисунок) и характеризуют прибрежные и прибрежно-морские обстановки ее формирования. Для палинофаций характерно преобладание спор сложной и простой скульптуры (до 96 %) и первые проценты (до 10 %) микрофитопланктона (МФП). Нижнеурминская подтолща (экзинитовая палинофация) накапливалась ближе к береговой линии (простые споры — 50 %, сложно скульптурированные — 44 %), а средне- и верхнеурминская подтолщи (трахеальная палинофация) формировались дальше от берега (в среднеурминской простые споры составляют 33 %, сложные — 60 %; в верхнеурминской: простые — 35 %, сложные — 55 %). Палинофации первой и второй пачек *чулегминской свиты* соответствуют трахеальным. Состоят из мелких и средних размеров спор, простых и скульптурированных (76 %), микрофитопланктона — прازیнофитов и акритарх (7 %), хитинозой и сколекодонтот (4 %). Проводящие и покровные ткани высших растений составляют около 13 %. В третьей пачке (карбонатный флишоид) чулегминской свиты выделяются трахеальная и микринитовая палинофации. В последней споры составляют 78 %, акритархи и прازیнофиты — 19 %, микрофауна — 1 %, ткани растений — 2 %. Вверх по разрезу пачки увеличивается коэффициент мористости, а следовательно, увеличивается карбонатность пород (содержание микрофитопланктона до 30 %). Свита формировались, скорее всего, в условиях подводных каньонов и их конусов выноса на некотором удалении от береговой линии. В *уакитской толще* выделены трахеальная и микринитовая палинофации (субаквальная дельта), в *перевальной и белогорской свитах*, накапливавшихся в обстановках приливно-отливной равнины, установлены трахеальные палинофации, причем перевальная свита накапливалась ближе к берегу, чем белогорская. Для палинофации *санской свиты*, характеризующей аллювиально-дельтовые фации и отнесенной к экзинитовой, характерно присутствие большого количества и разнообразия видов и родов спор наземных растений, обилие детрита, кутикул сосудистых растений и трахеид. Морской фитопланктон присутствует в очень ограниченном количестве.

Изучение состава и количественных соотношений компонентов в палиноспектрах позволило получить важную информацию для выявления условий седиментации и выяснения специфических особенностей режима осадконакопления для различных частей разрезов девонских отложений Западного Забайкалья. Палинофациальный анализ осадочных образований уточнил их фациальную характеристику, подтвердив ранее проведенные реконструкции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00324).

Литература

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. № 5. С. 589–614.

Минина О.Р., Неберкутина Л.Н. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вест. ВГУ. Сер. Геология. № 1. Воронеж, 2012. С. 27–37.

Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Иркутск. ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.

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

Петросьянц М.А., Ованова Н.С., Мусина Г.В. Микрофоссилии в геологической практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Сер. геол. Общая геология. Т. 27. М.: ВИНТИ, 1990. 162 с.

Ровнина Л.В. Классификация органического вещества осадочных пород на основе палинологического метода // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 31–34.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Филимонов А.В., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Урминская толща — эталонный разрез верхнего девона Западного Забайкалья // Вестн. Воронеж. Госунивер. Вып. 8. Воронеж, 1999. С. 46–57.

Филимонов А.В. Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакитского форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Материалы Междунар. конф. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2005. С. 56–59.

Habib D. Sedimentary origin of North Atlantic Cretaceous palynofacies // Deep Drill Res. in Atlantic Ocean: Continental margin and palaeoenvironment. 1979. P. 420–437.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ В ОЗЕРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

П.С. Минюк, В.Я. Борходоев

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило
ДВО РАН, Магадан, minyuk@neisri.ru

Озерные осадки являются важным объектом при исследовании изменений природной среды и климата прошлого. Возраст озер Северо-Востока России в большинстве случаев сравнительно молодой и ограничивается концом плейстоцена – началом голоцена. Более древние озера малочисленны. Среди них следует отметить озера Эльгыгытгын (67° 30' N; 172° 05' E) и Гранд (60° 44' N, 51° 53' E), осадки которых начали формироваться в позднем плиocene (3,6 млн лет назад) и позднем плейстоцене (60 тыс. лет назад), соответственно (Ложкин и др., 2010; Melles et al., 2012; Brigham-Grette et al., 2013). Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов — на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30. Кроме геохимического метода проводился палинологический, палеомагнитный, диатомовый, минералогический, литологический и др. анализы.

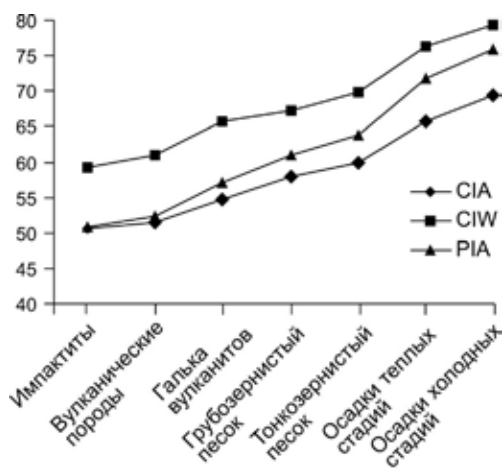
Озера Эльгыгытгын и Гранд имеют много общих черт. Они расположены на водоразделах арктического и тихоокеанского бассейнов и не подвергались оледенениям. В осадках озер наблюдаются значительные вариации содержания породообразующих и редких элементов, отвечающих осадкам разных типов. Отложения, сформировавшиеся во время теплых стадий климата, представлены, как правило, массивными неслоистыми илами. Им свойственны повышенные концентрации SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, Sr и пониженные — TiO₂, Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃. Для отложений «холодных» стадий, сложенных слоистыми илами, отмечается обратная зависимость. Осадки, накопившиеся в климатические оптимумы, характеризуются самыми высокими содержаниями кремнезема за счет биогенной компоненты (диатомей). Концентрации SiO₂ для них могут составлять до 80 %. Из-за высоких содержаний кремнезема концентрации TiO₂, Al₂O₃, MgO, Rb, Sr, Zr, Ba, Fe₂O₃ понижены (разбавления). Отношения SiO₂/TiO₂, SiO₂/Al₂O₃, SiO₂/Fe₂O₃ могут использоваться как относительные показатели биопродуктивности бассейна.

Наблюдается прямая корреляция содержаний P₂O₅ и MnO. Высокие концентрации этих элементов связаны с аутигенным вивианитом. Пикам кривых распределения P₂O₅ и MnO соответствуют повышенные концентрации Fe₂O₃ на некоторых стратиграфических уровнях. Приуроченности высоких концентраций P₂O₅ и MnO к осадкам определенных климатических стадий не наблюдается, однако в большинстве случаев эти оксиды найдены в отложениях, накопившихся в восстановительных средах на границах потеплений. Потеря при прокаливании (ППП), как функция относительного количества органического материала, выше в осадках холодных стадий. Часто Ni и Cr имеют повышенные содержания в осадках холодного климата, что связывается с сорбированием этих элементов органикой и глинистыми минералами.

При выделении геохимических зон наряду с концентрациями элементов используются геохимические модули и индексы, среди которых особое место занимают индексы выветривания или изменения пород. Анализировались индекс химического изменения (CIA) — $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO + K_2O)] \times 100$ (Nesbitt and Young, 1982), плагиоклазовый индекс изменения (PIA) — $[(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)] \times 100$ (Fedo et al., 1995), индекс выветривания (CIW) — $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO)] \times 100$ (Harnois, 1988). В этих индексах мобильными элементами являются Ca, Na и K, а немобильным — Al. Считается, что при химическом выветривании горные породы теряют мобильные элементы, причем, чем выше степень выветривания, тем меньше в них остается мобильных элементов и выше значения приведенных индексов. Как правило, химическое выветривание проходит более интенсивно при теплом и влажном климате, поэтому эти индексы зачастую используют как климатические индикаторы. В разрезах озер Эльгыгытгын и Гранд индексы CIA, PIA и CIW выше для осадков холодных стадий. Рассмотрим причины выявленной закономерности на примере озера Эльгыгытгын.

Для верхних 20 м разреза (100–450 тыс. лет) глубокой скважины 5011-1 оз. Эльгыгытгын индексы CIA, PIA и CIW для осадков теплых стадий равны в среднем 65,84, 71,80 и 72,28, соответственно, тогда как осадки холодных стадий имеют значения CIA, PIA и CIW в среднем 69,40, 75,95 и 79,42, соответственно. Более того, осадки климатического оптимума (морская изотопно-кислородная стадия (МИС 11) имеют меньшие значения индексов, чем отложения голоцена. Отметим, что во время МИС 11 (422–395 тыс. лет назад) температура в районе озера была выше на 4–5 °C и атмосферных осадков выпадало на 300 мм больше, чем в голоцене (Melles et al., 2012). Трудно допустить, что на широтах озера Эльгыгытгын химическое выветривание было интенсивней во время холодного климата оледенений и интерстадиалов. Поэтому прямое использование индексов CIA, PIA и CIW как климатических показателей некорректно. Ниже рассмотрим четыре сценария для объяснения высоких значений индексов в осадках холодных стадий и наоборот.

1. Значения индексов обусловлены гранулометрией. Установлено, что в осадках озера содержание песка не превышает 15,5 %, средние содержания алеврита и глины составляют 69,2 и 27,7 %, соответственно. Средний размер зерен варьирует между 2,5 мкм и 9,3 мкм, причем их размер больше для осадков теплых стадий (Francke et al., 2013). Нами установлено, что вулканические породы и импактиты имеют минимальные значения индексов. Индексы CIA, PIA и CIW возрастают с уменьшением размерности частиц (рисунок). Осадок одного образца из МИС 7 был разделен на две фракции: <40 мкм и >40 мкм. Осадок фракции <40 мкм (90 % от общей массы) обеднен CaO, Na₂O и K₂O и имеет более высокие значения индексов CIA (64,58), PIA (70,18) и CIW (74,97) по сравнению с индексами осадка более грубой фракции. Значения CIA, PIA и CIW для фракции >40 мкм (10 % от общей массы) составляют 57,15, 60,21 и 67,22, соответственно. Предполагается, что постоянный ледовый покров на озере, существовавший во время ледниковой, препятствовал транспортировке более грубого, менее



Зависимость геохимических индексов от гранулометрии

химически измененного материала в бассейн. В то же время тонкий материал через трещины во льду и промоины, образованные в летние периоды вокруг озера, приносился в центральные части озера. Во время межледниковий атмосферных осадков выпадало больше, что увеличивало транспортную энергию ручьев, способных поставлять более грубый материал. Отсутствие льда на озере способствовало ветровому перемешиванию воды, образованию течений и перераспределению обломочного материала в бассейне (Francke et al., 2013). Преобладание среди глинистых минералов хлорита в осадках холодных стадий также увеличивает геохимические индексы, так как значения CIA и CIW для хлорита составляют 100. Этот сценарий, по нашему мнению, предпочтительный.

2. Различие геохимических индексов в осадках можно было бы объяснить разными источниками сноса во время ледниковой и межледниковой. Однако оз. Эльгыгытгын — закрытый водный бассейн. Основной материал в современной обстановке поставляется в бассейн в весенне-летний период во время таяния снега и льда непротяженными ручьями, стекающими со склонов кратера (Fedorov et al., 2012). Доля эолового материала составляет всего 4–5 % в общем осадконакоплении. Можно допустить, что во время холодного климата преобладал эоловый привнос материала, возможно, с более химически измененных удаленных источников. В настоящее время преобладающими направлениями ветров на озере являются северные и южные. Предполагается, что и в прошлом они также доминировали. На Чукотке широко распространены лессовидные отложения, относящиеся к ледовому комплексу или едоме. Многие исследователи считают, что они имеют эоловый генезис. Геохимические данные едомы из бассейна р. Анадырь и побережья Северного Ледовитого океана (Томирдиаро, 1972; Томирдиаро, Черненький, 1987) и данные по коренным вулканитам и осадкам озера вынесены на диаграммы $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ и $CaO-(Al_2O_3-K_2O)-Na_2O$. Они демонстрируют тренд выветривания и показывают, что осадки озера являются продуктами выветривания местных пород. Едомные отложения образуют отдельный кластер на диаграммах. Они обогащены кальцием, менее химически изменены по сравнению с озерными осадками и, видимо, имеют другой источник сноса. По этой причине второй сценарий маловероятен.

3. Во время теплого климата происходил интенсивный вынос мобильных элементов (Ca, Na, K, Sr), которыми обогащались поверхностные воды, поступающие в озеро. Этот процесс в конечном итоге увеличивал концентрации мобильных элементов в осадках. Следовательно, индексы выветривания будут ниже в осадках теплых стадий. Такой сценарий описан для некоторых озер Китая, например, для озера Barkol (Zhong et al., 2012). Однако озеро Эльгыгытгын относится к ультраолиготрофным. Содержание основных катионов и анионов в воде меньше 1 мг/л (Cremer, van de Vijver, 2006). Замеры проводили в мае до перемешивания воды в озере и в августе после таяния снега. Отметим, что в воде оз. Barkol концентрации Ca, Na и K составляют 444,8 мг/л, 62089,4 мг/л и 1117,4 мг/л, соответственно. Поэтому влияние геохимии воды озера Эльгыгытгын на элементный состав осадков незначительный, и этот сценарий также маловероятен.

4. О влиянии диагенеза. Осадки холодных стадий сформированы в восстановительной среде, приводящей к растворению магнитных минералов. В этих осадках происходило образование вивианита, сульфидов железа (пирита, грейгита), железо-марганцевых агрегатов. В бескислородных условиях возможно растворение силикатов, приводящее к выносу мобильных элементов, что скажется на увеличении геохимических индексов. Такой сценарий описан, например, для осадков Охотского моря (Wallmann et al., 2008). Растворение силикатных минералов возможно, однако для установления этого процесса необходимы специальные минералогические исследования.

Таким образом, индексы CIA, PIA и CIW, имеющие разные значения в осадках теплых и холодных климатических стадий, отражают условия седиментации, которые контролировались климатическими изменениями.

Осадки голоценовых озер часто обогащены органикой, относительно содержание которой определяется по величине потери при прокаливании. В некоторых озерах для голоцена характерно накопление диатомовых илов, имеющих высокие концентрации кремнезема.

Исследования поддержаны грантами РФФИ (12-05-00286), ДВО РАН (12-II-CO-08-024).

Литература

Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А., Важенина Л.Н., Матросова Т.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т.Б. Новая летопись изменения климата и растительности северного Приохотья в течение изотопных стадий 1–4 // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 63–70.

Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. Магадан: Магаданское книжное издательство, 1972. 174 с.

Томирдиаро С.В., Черненький Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 196 с.

Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P., Andreev A., Tarasov P., DeConto R., Koenig S., Nowaczyk N.,

Wennrich V., Haltia-Hovi E., Cook T., Gebhardt C., Snyder J., Meyer-Jacob C., Herzschuh U. Pliocene Warmth, Polar Amplification, and Stepped Pleistocene Cooling Recorded in NE Arctic Russia // *Science*. 2013. V. 340. P. 421–427.

Cremer H., van de Vijver B. On Pliocaenicus costatus (Bacillariophyceae) in Lake El'gygytgyn, East Siberia // *Eur. J. Phycol.* 2006. V. 41. P. 169–178.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. P. 921–924.

Fedorov G., Nolan M., Brigham-Grette J., Bolshiyarov D., Schwamborn G., Juschus O. Lake El'gygytgyn water and sediment balance components overview and its implications for the sedimentary record // *Clim. Past Discuss.* 2012. V. 8. P. 3977–4001.

Francke A., Wennrich V., Sauerbrey M., Juschus O., Melles M., Brigham-Grette J. Multivariate statistic and time series analysis of grain-size data in Quaternary sediments of Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Clim. Past Discuss.* 2013. V. 9. P. 217–244.

Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // *Sedimentary Geology*. 1988. V. 55. P. 319–322.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2,8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science*. 2012. V. 337. P. 315–20.

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

Wallmann K., Aloisi G., Haeckel M., Tishchenko P., Pavlova G., Greinert J., Kutterolf S., and Eisenhauer A. Silicate weathering in anoxic marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Ac.* 2008. V. 72. P. 3067–3090.

Zhong W., Pen Z., Xue J., Ouyang J., Tang X., Cao J. Geochemistry of sediments from Barkol Lake in the westerly influenced northeast Xinjiang: Implications for catchment weathering intensity during the Holocene // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 50. P. 7–13.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

Е.С. Миролюбова¹, П.В. Рекант^{1,2}

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Mirolubova@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Вопрос геологического строения поднятия Менделеева (ПМ) в Северном Ледовитом океане (СЛО) весьма важен в связи с решением вопроса о внешней границе континентального шельфа (ВГКШ) РФ. В настоящее время представления о составе и строении фундамента и осадочного чехла опираются преимущественно на геофизические данные, трактуемые не всегда однозначно. Прямые геологические данные — пробы рыхлых осадков и крупномерный донно-каменный материал (ДКМ) — далеко не всеми исследователями признаются продуктом размыва коренных пород. Экспедиция «Арктика-2012» на поднятие Менделеева принесла объемный и весьма информативный геологический материал. Однако без выработки критериев разделения этого материала на дрифтовую и эдафогенную составляющие его дальнейшее использование будет малорезультативно. По нашему мнению, выработка части подобных критериев может быть выполнена на основе анализа закономерностей распределения минералогических ассоциаций (МА) донных осадков.

Все анализируемые станции располагались вблизи крутых эскарпов, где предполагались обнажения коренных пород. Наличие выходов коренных пород на ПМ было подтверждено визуальными наблюдениями Е.А. Гусева с борта глубоководной научно-исследовательской подводной лодки (Гусев и др., 2013, в печати). Очевидно, что эти обнажения на крутых склонах подводных гор могут являться источником обломочного материала (табл. 1).

Таблица 1. Координаты и морфологическое положение станций пробоотбора

| № станции | Глуб., моря, м | Широта, град. | Долгота, град. | Морфологическое положение точки. | Угол склона, | Структурообраз. разломы. Напр (возр.) |
|-------------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------------------------|-----------------|---|
| KD12-TO-03g | 1700 | 77,3715 N | 156,7242E | СВ борт локальн. возв. на ПМ | ~15° | СЗ-ЮВ (KZ) |
| KD12-00-05g | 2290 | 79,0220 N | 173,0866W | ЮЗ борт локальн. грабена на ПМ | ~20° | СЗ-ЮВ (KZ) |
| KD12-03-10с | 2200 | 79,4624 N | 170,0820W | ЮЗ борт локальн. грабена на ПМ | ~15° | СЗ-ЮВ (KZ) |
| KD12-01-14g | 2210 | 82,0897 N | 177,7253W | ЮЮВ склон г.Шамшура | ~25° | СВ-ЮЗ (MZ-KZ) |
| KD12-01-16g | 2190 | 82,0935 N | 177,7348W | ЮЮВ склон г.Шамшура | ~25° | СВ-ЮЗ (MZ-KZ) |
| KD12-05-24g | 2350 | 83,0509 N | 177,3370E | ЮВ склон г.Трукшина | 29° | СВ-ЮЗ (MZ-KZ) |
| KD12-08-28g | 2534 | 83,1928 N | 171,5850W | ЮВ склон г.Рогоцкого | 40° | СВ-ЮЗ (MZ-KZ) |
| KD12-09-11g | 2850 | 81,2589 N | 170,0730W | ЮВ склон локальн. возв. | ~25° | н/д |

Стандартным гранулометрическим водно-ситовым методом было проанализировано 95 проб рыхлого осадка, они сложены преимущественно алевропелитами с примесью песка и гравия. Примесь песчаного и гравийного материала указывает на развитие склоновых процессов и поступление в осадок продуктов размыва коренных источников. Далее фракция 0,1–0,05 мм разделялась на тяжелую (ТФ) и легкую (ЛФ) подфракции, которые подверглись иммерсионному анализу. При изучении МА учитывались такие параметры, как распространенность, устойчивость, морфологические признаки — цвет, окатанность, включения и др. Были проанализированы опубликованные и фондовые материалы по закономерностям распределения минералов в осадках шельфовых арктических морей.

Во всех изученных станциях донного опробования наблюдается весьма незначительная изменчивость по разрезам, при этом на каждом полигоне наблюдаются уникальные минеральные ассоциации, характеризующие комплекс размываемых пород (табл. 2, 3).

Таблица 2. Среднее содержание минералов легкой фракции

| № образцов | Кварц | Калиевые полевые шпаты | Кислые плаггиоклазы | Средние и осн. плаггиоклазы | Мусковит | Биотит | Хлорит | Выветрелые слюдистые | Кремнисто- кварцевые агрегаты микрочастицы | Кальцит | Доломит |
|--------------|-------|---------------------------|------------------------|--------------------------------|----------|--------|--------|-------------------------|---|---------|---------|
| КД12-ТО-03g | 81,8 | 1,3 | 0,9 | 0,2 | 0,2 | 2,6 | 0,1 | 6,1 | 2,6 | 2,4 | 1,9 |
| KD12-00-05g | 43,0 | 12,1 | 2,6 | 1,0 | 1,3 | 1,2 | 0,9 | 7,4 | 4,2 | 2,3 | 24,1 |
| KD12-03-10с | 46,8 | 13,3 | 2,7 | 1,1 | 1,1 | 2,2 | 1,4 | 10,7 | 5,0 | 2,1 | 13,8 |
| КД12-09-11g | 75,5 | 3,2 | 0,6 | 0,1 | 1,0 | 7,2 | 0,2 | 4,7 | 5,5 | 0,8 | 1,1 |
| КД12-01-14g | 76,3 | 4,5 | 1,1 | 0,6 | 0,4 | 5,5 | | 4,7 | 5,2 | 1,2 | 0,5 |
| KD-12-01-16g | 68,9 | 3,8 | 1,1 | 0,2 | 0,2 | 2,7 | | 11,7 | 10,1 | 1,1 | 0,2 |
| KD-12-05-24g | 75,0 | 4,4 | 1,3 | 0,1 | 0,2 | 2,1 | 0,1 | 10,3 | 5,5 | 0,8 | 0,2 |
| KD 12-08-28g | 49,4 | 21,2 | 2,7 | 0,6 | 0,9 | 2,2 | 0,6 | 7,8 | 4,7 | 0,3 | 9,5 |

По составу МА на ПМ выделяется три блока. Южный блок (ЮМ) включает ст. KD12-00-05g и KD12-03-10с, расположенные в пределах диагонального СЗ-ЮВ грабена, наложенного на блоковую структуру южной части ПМ. Центральный блок (ЦМ) — ст. KD12-09-11g, KD12-01-14g, KD12-01-16g, KD12-05-24g — охватывает центральную, наиболее погруженную часть ПМ. Граница этих блоков совпадает с глубинным тектоническим нарушением, разделяющим области ПМ с различным строением фундамента. Северный блок (СМ), представленный ст. KD12-08-28g, имеет состав весьма схожий с ЮМ. Состав МА крайней южной ст. KD12-TO-03g несколько отличен, что может быть обусловлено тектонической позицией.

Таблица 3. Минералогические ассоциации тяжелой фракции

| | содержание | Моноклинные пироксены | Обычн. роговая обманка | Гр. эпидота – цоизита | Гранат | Циркон | Титанистые + Лейкоксен | Чёрные рудные | Минералы индикаторы с содержанием >1% по всему разрезу | Минералы индикаторы с содержанием < 1%, в большинстве интервалов | Минералы, постоянно присутствующие в разрезу. |
|--------------|------------|--------------------------|---------------------------|--------------------------|--------|--------|---------------------------|------------------|--|--|--|
| KD-12-TO-03g | сред. | 13,9 | 10,0 | 5,3 | 5,9 | 9,6 | 3,4 | 45,4 | | базальтическая роговая обманка, пирит, доломит, шпинель зеленая, | |
| | min | 3,9 | 1,9 | 0,6 | 2,0 | 5,2 | 1,0 | 25,5 | | | |
| | max | 39,4 | 24,1 | 12,4 | 14,9 | 18,8 | 5,0 | 68,2 | | | |
| KD-12-00-05g | сред. | 14,5 | 13,2 | 12,5 | 10,8 | 6,3 | 7,3 | 23,3 | сфен, доломит, хлорит- эпидотовые агрегаты | гр. актинолита- тремолита, базальтическая роговая обманка, монацит, брукит, силлиманит, пирит, сидерит, барит, слюдисто- глинистые агрегаты | Рутил (0,8-1,6%), хлоритоид (0,6-2,2%), апатит (0,2-1,8%), турмалин (0,2-1,0%), биотит (0,3-0,9%), ортопироксены (0,2-0,6%), хромшпинелиды (0,1-0,3%), кианит (0,1-0,3%), ставролит (0,1- 0,3%), хлорит (0,1-0,3%), анатаз (0,1-0,3%) эгирин, оргит, андалузит, глауконит – ед. зерна. |
| | min | 10,5 | 5,1 | 5,1 | 7,1 | 3,1 | 4,5 | 13,4 | | | |
| | max | 21,0 | 19,0 | 18,0 | 16,4 | 8,1 | 11,3 | 37,1 | | | |
| D-12-03-10c | сред. | 8,5 | 11,3 | 14,5 | 11,1 | 6,3 | 11,3 | 24,4 | сфен, брукит, доломит, хлорит- эпидотовые агрегаты | гр. актинолита- тремолита, щелочные амфиболы, базальтическая роговая обманка, монацит, силлиманит, пирит, барит, слюдисто- глинистые агрегаты | |
| | min | 2,3 | 3,5 | 5,6 | 7,6 | 2,1 | 0,4 | 12,6 | | | |
| | max | 19,7 | 22,5 | 25,3 | 18,4 | 13,1 | 20,5 | 36,0 | | | |
| KD-12-09-11g | сред. | 10,9 | 10,7 | 5,8 | 10,7 | 9,2 | 3,7 | 44,0 | | шпинель зеленая, | |
| | min | 2,2 | 3,4 | 4,5 | 7,3 | 5,8 | 1,1 | 38,0 | | | |
| | max | 20,5 | 19,7 | 7,5 | 16,6 | 12,8 | 5,8 | 50,4 | | | |
| KD-12-01-14g | сред. | 13,7 | 13,8 | 7,0 | 10,2 | 8,0 | 4,3 | 37,5 | | | |
| | min | 5,8 | 3,4 | 3,2 | 5,7 | 6,5 | 3,6 | 32,9 | | | |
| | max | 22,1 | 20,3 | 12,5 | 18,2 | 9,5 | 5,1 | 43,0 | | | |
| KD-12-01-16g | сред. | 8,9 | 19,4 | 8,7 | 7,0 | 6,7 | 5,7 | 36,4 | сфен | | |
| | min | 6,0 | 10,7 | 5,3 | 5,4 | 3,7 | 4,3 | 24,8 | | | |
| | max | 14,6 | 33,4 | 11,0 | 8,7 | 9,2 | 6,0 | 45,3 | | | |
| KD-12-05-24g | сред. | 12,8 | 9,1 | 8,3 | 10,3 | 9,6 | 3,8 | 41,1 | | щелочные амфиболы, | |
| | min | 4,9 | 3,0 | 5,9 | 2,7 | 5,1 | 1,5 | 28,5 | | | |
| | max | 24,7 | 15,8 | 12,7 | 22,7 | 12,7 | 6,0 | 52,3 | | | |
| KD-12-08-28g | сред. | 7,2 | 4,1 | 10,5 | 14,1 | 8,9 | 5,8 | 41,4 | сфен, доломит | монацит, брукит, хлорит- эпидотовые агрегаты | |
| | min | 1,4 | 1,0 | 5,8 | 8,1 | 6,5 | 3,9 | 26,1 | | | |
| | max | 14,4 | 10,2 | 16,5 | 19,1 | 11,8 | 8,8 | 49,2 | | | |

Сходный комплекс минеральных ассоциаций наблюдается на полигонах ЮМ и СМ. Здесь в больших количествах в ЛФ, и в незначительных в ТФ отмечен доломит, в ЛФ в незначительных — кальцит. Вероятно, в разрезе осадочного чехла присутствуют прослойки карбонатных пород. В этих блоках значительно меньше, чем на остальных, кварца, но

больше калиевых полевых шпатов. По-видимому, в разрезе присутствуют прослои аркозовых песчаников и граниты (об этом говорит присутствие на этих полигонах монацита и ортита (в ТФ), а также мусковита и биотита в ЛФ). В составе тяжелой фракции присутствуют в заметном количестве очень неустойчивые клинопироксены и в незначительном количестве ортопироксены и базальтическая роговая обманка, что однозначно указывает на присутствие основных изверженных пород. Комплекс минералов контактово-гидротермального генезиса, которых больше всего на этих полигонах (гр. актинолита-тремолита, эпидота-цоизита, турмалин, сфен, рутил, анатаз, брукит, хлорит-эпидотовые агрегаты), вероятнее всего, связан с внедрением интрузивных и эффузивных основных пород в осадочную толщу, представленную доломитами и аркозовыми песчаниками.

ЦМ блок характеризуется повышенным содержанием кварца и пониженным доломита в ЛФ. В тяжелой фракции незначительно ниже содержание клино- и ортопироксенов, но немного выше содержание роговой обманки, несколько выше содержание хромшпинелидов, обычно связанных с внедрением основных и ультраосновных интрузий, а роговая обманка в больших количествах встречается в сильно метаморфизованных толщах. Скорее всего, в этом блоке развиты преимущественно песчаные породы (с карбонатным цементом или с линзами известняков), лежащие на сильно метаморфизованных толщах, прорванные местами основными или ультраосновными изверженными породами, отличными по составу от аналогичных пород северного и центрального кластеров.

Анализ опубликованных и фондовых материалов по распределению минералов ТФ в донных осадках арктических морей показывает, что локальные ореолы высоким (>30 %) содержанием пироксенов располагаются в непосредственной близости от коренных источников — на архипелаге ЗФИ, а также в Енисейском, Пясинском заливах и заливе Нижней Таймыры. Повышенные (20–30 %) содержания пироксенов фиксируются в узкой полосе выноса вод этих рек в сторону желоба Воронина. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях высокие содержания пироксенов наблюдаются в нескольких локальных областях к северу от о. Айон, вокруг банки Геральда и к востоку от о. Врангеля. Аналогичная картина прослеживается при распределении амфиболов. При удалении от источника сноса на несколько десятков километров их содержание в осадках резко падает, а первые сотни километров снижается до фоновых (не более 5–10 %).

Кроме того, о невозможности привноса неустойчивых минералов в глубоководные бассейны с шельфа ВСМ дрейфующим льдом и айсбергами говорят различия морфологических признаков минералов в ТФ по смежным областям. Неустойчивые минералы характеризуются разной степенью окатанности, различным цветом и морфологией зерен.

Выводы:

1. Во всех опробованных колонках МА незначительно изменчивы по разрезу, что позволяет сделать вывод о постоянном источнике поступления вещества, и значительно изменчивы по полигонам, что указывает на то, что в каждом полигоне различные источники сноса.

2. Центральная часть ПМ сложена породами платформенного чехла — зрелыми песчаниками с подчиненным количеством карбонатов, при незначительном участии основных магматических пород основного состава.

3. В северном и южном блоках ПМ в разрезе осадочного чехла значительную роль играют карбонатные породы (известняки и доломиты), аркозовые незрелые песчаники. Кроме того, в этих районах отмечается внедрение магматических пород кислого и основного состава и связанные с ними контактово-метаморфизованные осадочные породы.

Литература

Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Пяткова М.Н. Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии наук. Геология. 2013. в печати.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кацубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Lisicyn A.P. Sea ice and iceberg sedimentation in the ocean: recent and past. Berlin; Heidelberg; New York; Hong Kong; London; Milan; Paris; Tokyo: Springer. 2002.

ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

И.Н. Мозолева

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Irina_Mozoleva@vsegei.ru*

В пределах Таймыро-Североземельской складчатой области широко распространены черносланцевые отложения — субаквальные тонкозернистые, часто тонкослоистые, преимущественно темноокрашенные породы глинистого, карбонатного, кремнистого или смешанного состава, значительно обогащенные органическим веществом (1–18 %). Выделяются два крупных временных уровня их накопления: рифейский и нижне-среднепалеозойский (с максимумом в ордовике и силуре). Их характеристика составлена нами на основании обобщения литературных данных (Кабаньков и др., 1997; Соболев, 1997; Государственная..., 2000, 2003, 2007; Легенда..., 2006) и личных исследований.

Отложения *рифейского черносланцевого комплекса* распространены на о. Большевик и в северной части п-ова Таймыр, слагая полосу шириной 100–150 км вдоль побережья от залива Минина (на западе) до залива Фаддея (на востоке). Комплекс представлен отложениями: голышевской, краснореченской (на о. Большевик), воскресенской и стерлеговской (на севере Таймыра, в западной и центральной его частях) толщ Мининско-Большевицкого и ждановской толщи (на северо-востоке) Шренк-Фаддеевского геологических районов (рисунок). Мощность комплекса около 2000 м. На Западном и Центральном Таймыре комплекс содержит несколько горизонтов черных сланцев, нижний из них зафиксирован в верхней части воскресенской толщи, мощность его меняется от 90 до 400 м. На о. Большевик мощность толщи углеродистых сланцев не менее 700 м (основание толщи не вскрыто).

Характерной особенностью рифейского комплекса является цикличное переслаивание серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и черных углеродистых сланцев. Циклы обычно двучленные, мощность их колеблется в пределах 0,1–1,2 м, а в голышевской свите достигает 10–15 м. Нижние элементы циклов однотипны, состоят из неравномернозернистого песчаного материала с возрастающим вверх по разрезу содержанием алевритовых частиц. Верхний элемент состоит из глинистых частиц с переменным содержанием алевритового материала. Этот элемент неравномерно обогащен органическим веществом (ОВ), содержание составляет десятые доли процента, иногда 2,5 %, реже до 6 % (Северная..., 2000). Органическое вещество распределено неравномерно в виде нитевидных скоплений совместно с пиритом. На обогащенных участках образует равномерно рассеянную вкрапленность или выполняет тонкие трещины по плоскостям кливажа. Органическое вещество, вероятнее всего, имеет сапропелевую природу (Кабаньков и др., 1997). Нередко встречаются уплощенные, вытянутые по слоистости карбонатные стяжения и неравномерная интенсивная вкрапленность сульфидов.

Нижне-среднепалеозойский черносланцевый комплекс включает отложения от нижнего кембрия до нижнего карбона. Он слагает сравнительно узкую, порядка 75–100 км, полосу, протягивающуюся в субширотном направлении через весь Таймыр, а с севера ограниченную Главным Таймырским разломом. Комплекс развит в Северотаймыро-Североземельском, Северобыррангском и Фалабигай-Нордвикском геологических районах (рисунок). Комплекс включает два типа отложений: первый нижне-среднекембрийского возраста, существенно кремнисто-терригенный и второй верхнекембрийско-нижнекаменноугольного, существенно карбонатно-кремнистый.

Нижне-среднекембрийские кремнисто-терригенные отложения с незначительной примесью карбонатного материала сохраняют черты рифейского черносланцевого комплекса, развиты только на западе и в центральном районе Таймыра (бас. р. Траутфеттер). По характеру

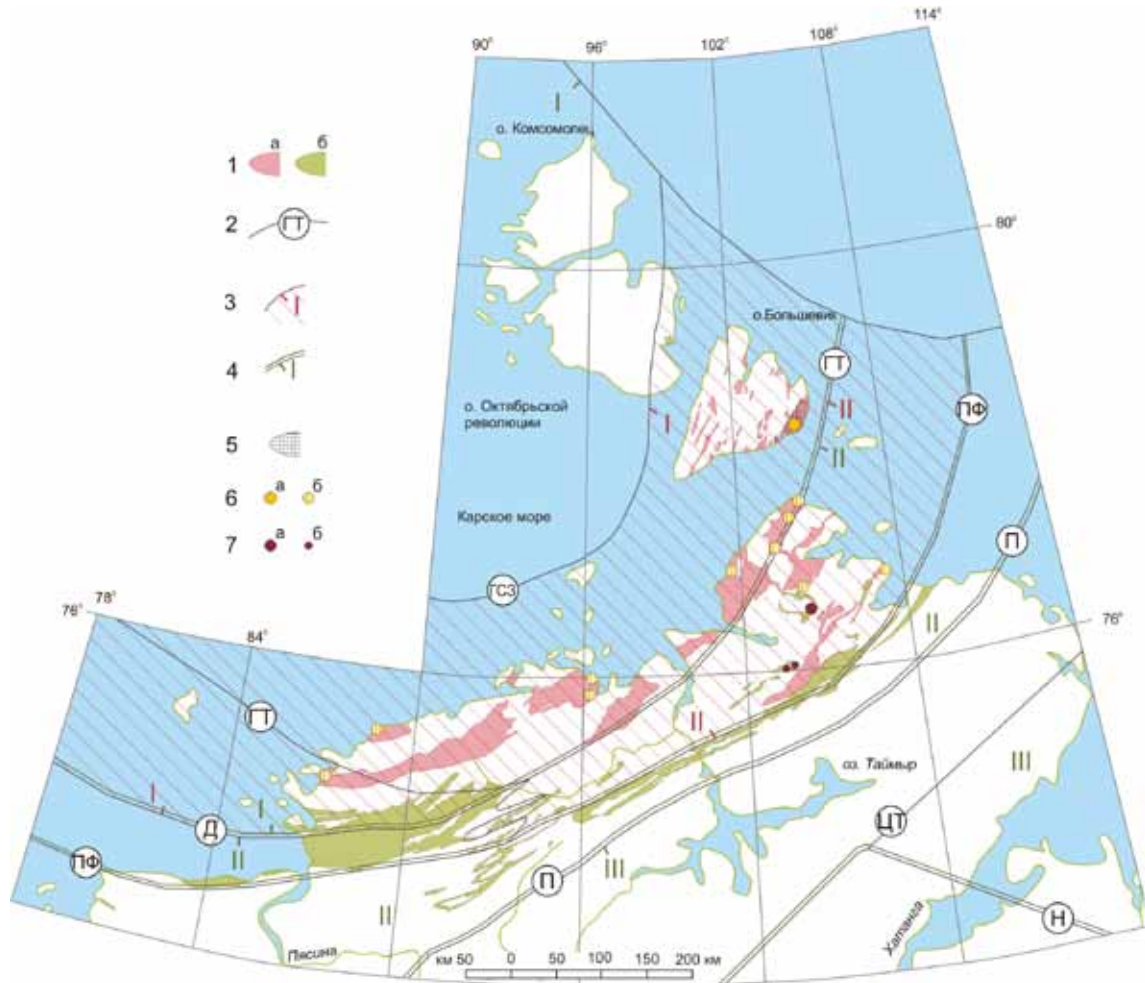


Схема размещения протерозойско-среднепалеозойских черносланцевых комплексов. Обобщено по (Соболев, 1997; Кабаньков и др., 1997; Государственная..., S-44-46, 2000; S-48, S-49, 2007; Т-45-47, Т-48-50, 2003; Легенда..., 2006)

I — черносланцевые комплексы рифейского (а) и ниже-среднепалеозойского (б) возраста; 2 — глубинные разломы: ГТ — Главный Таймырский, ПФ — Пясино-Фаддеевский, ГСЗ — Главный Североземельский, Д — Диабазовый, П — Пограничный, ЦТ — Центральнo-Таймырский; 3 — границы геологических районов AR-PR структурного этажа и их номера на схеме: I — Мининско-Большевский, II — Шренк-Фаддеевский; 4 — границы геологических районов V-PZ структурного этажа и их номера на схеме: I — Северотаймыро-Североземельский, II — Северо-Бырангский, III — Фалабигай-Нордвикский; 5 — зона совмещения оруденения золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций; б — золоторудные проявления золото-сульфидной черносланцевой (а) и золото-кварцевой (б) рудных формаций; 7 — месторождение (а) и проявления (б) урана

разреза отложения можно разделить на три части. Нижняя часть отложений (300 м) имеет четкое цикличное строение, циклы двучленные, мощностью 2–2,5 м, сложены серыми, зеленовато-серыми песчаниками и черными сланцами, преимущественно кремнистого состава. В ритмах, как правило, преобладает первый (песчаный) элемент. В средней части (170 м) по-прежнему сохраняется ритмичность, но возрастает роль черных сланцев, вплоть до появления отдельных горизонтов мощностью до 8 м. Верхнюю часть (70 м) составляют черные сланцы с многочисленными тонкими прослоями известняков и алевролитов. Для всего разреза характерно наличие известковистых стяжений. Органическое вещество образует тонкую вкрапленность, содержание его составляет 0,44–4,8 %. В восточном направлении ниже-среднекембрийские существенно кремнистые отложения фациально сменяются преимущественно карбонатными.

Верхнекембрийско-нижнекаменноугольные карбонатно-кремнистые отложения наиболее обогащены ОВ. В их разрезе выделяются три части. Верхнекембрийско-ордовикская терригенно-карбонатно-кремнистая почти целиком сложена черными сланцами, лишь в нижней части встречаются пласты известняков и изредка тонкие прослои алевролитов.

Черные сланцы тонкоплитчатые до листоватых за счет распределения слюдястого материала и органического вещества, реже толстоплитчатые. Содержание ОВ — 2–5, до 18 %. Нижнесилурийская часть разреза терригенно-карбонатно-кремнистая. На 60–70 % состоит из черных сланцев, переслаивающихся с известняками и кремнистыми породами. Отличается от ордовикских более высоким содержанием карбонатов, возрастающим вверх по разрезу, что выражается в увеличении известковистости кремнистых сланцев и количества карбонатных прослоев. Черные сланцы, как и в ордовикской части разреза, тонкоплитчатые до листоватых, состоят из кремнезема и ОВ. Содержание органического вещества составляет 3–6, до 11 %. Верхнесилурийско-нижнекаменноугольная часть разреза существенно кремнисто-карбонатная, состоит из темноокрашенных доломитов, окремненных известняков, фтанитов и сравнительно равномерно распределенных по разрезу глинистых и глинисто-кремнистых черных сланцев, составляющих 20–30 % разреза. Черные сланцы ни по составу, ни по содержанию не отличаются от таковых ордовикского и нижнесилурийского возраста. Содержание ОВ — 7–8 %.

Черносланцевые отложения региона представляют большой минерагенический интерес. С ними связаны месторождения и проявления Au, U, V, Mo, Pt и других металлов. С *рифейским черносланцевым комплексом* связаны проявления золото-сульфидной-черносланцевой формации каньона р. Голышева. Наиболее изученные из них рудопроявления Голышева-I и Голышева-II, содержания золота, соответственно, 1–3 и 1–2 г/т. Оба проявления имеют сингенетично-метаморфогенный генезис (Северная..., 2000) С этим же комплексом связаны рудопроявления золото-кварцевой формации Васильевское, Фокинское, Приморское, Трех Сергеев и месторождение Нижне-Литкенское. Оруденение связано с метаморфогенно-гидротермальными хлорит-карбонат-кварцевыми жилами (рисунок). Наиболее продуктивны на золото жилы, находящиеся в зоне совмещения золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций. Возможно, золото-сульфидно-черносланцевую формацию следует рассматривать в качестве «материнской» при регенерации и переотложении золота на более поздних стадиях метаморфогенно-гидротермальных и гидротермальных преобразований (Проскурнин и др., 2002). Основной металлогенический потенциал *нижне-среднепалеозойских черносланцевых отложений* определяют рудные концентрации урана, ванадия и молибдена. К настоящему времени выявлено одно месторождение Каменское и серия перспективных рудопроявлений. Оруденение комплексное ванадий-молибден-фосфорно-урановое, содержание урана до 0,3–1,38 % (в среднем первые сотые доли процента), ванадия — 0,6 %, молибдена — 0,77–1,38 %, фосфора — 10–20 %. Кроме того, в углеродистых сланцах обнаружены повышенные содержания золота (до 0,4 г/т) и платины (до 0,035 г/т).

Широкое площадное и возрастное распространение и еще не полностью раскрытый минерагенический потенциал черносланцевых комплексов Таймыро-Североземельского региона делает их перспективным объектом для дальнейшего изучения.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист S-44-46 Усть-Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.

Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф. Литологические особенности черносланцевых отложений Таймыро-Североземельской складчатой области // Недра Таймыра. Норильск. 1997. Вып. 2. С. 73–85.

Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Проскурнин В.Ф., Листков А.Г., Гавриш А.В., Ванюнин Н.В. Металлогенический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции // «Недра Таймыра». Сборник научных трудов. Вып. 5. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2002. С. 9–42.

Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
Соболев Н.Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра // Недра Таймыра. Норильск, 1997. С. 45–59.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА И СТРУКТУРЫ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В.П. Морозов, А.А. Ескин, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин

Казанский федеральный университет, Казань, Vladimir.Morozov@ksu.ru

Научная и практическая значимость карбонатных пород, как хорошо известно, заключается в их широкой распространенности среди других осадочных образований, а также в том, что они могут быть не только полезными ископаемыми, но и служить местами для многих видов полезных ископаемых.

Их изучению посвящено довольно много работ, и, тем не менее, следует признать, что многие вопросы, связанные с их происхождением, эволюцией и даже номенклатурой, остаются нерешенными. Одним из путей решения вопросов формирования карбонатных пород может служить целесообразное применение методов, направленных на изучение их минерального и компонентного составов и структурно-текстурных особенностей.

Объектами настоящих исследований авторов уже многие годы служат карбонатные отложения Волго-Уральского региона. Сформированные в каменноугольный период в условиях мелководных шельфовых равнин эпиконтинентальных морских бассейнов, они в настоящее время служат породами-коллекторами. Волго-Уральский нефтегазоносный регион относится к числу старых добывающих территорий со снижающимися темпами добычи. Предпринимаются немалые усилия, направленные на стабилизацию добычи нефти. Однако, на наш взгляд, без уточнения геологического строения месторождений и залежей такие попытки не всегда успешны. Более того, положительно зарекомендовавшие себя методы повышения нефтеотдачи на одних объектах не всегда дают положительный эффект на других, хотя они и относятся к одному нефтегазоносному комплексу.

Уточнение геологического строения месторождений нефти, приуроченных как к карбонатным, так и терригенным породам-коллекторам, весьма оправданно вести, применяя так называемый комплексный подход, когда изучаются все составляющие объектов исследования: минеральный и компонентный состав пород, их структуры и текстуры, а также вмещаемые флюиды.

При изучении горных пород и флюидов применяются различные методы исследования: рентгеновская компьютерная томография, рентгенографический анализ, электронная микроскопия, термический анализ, методы электронного парамагнитного и ядерного магнитного резонансов.

Метод рентгеновской компьютерной томографии, как известно, основан на выявлении неоднородностей объектов исследования, которые могут проявиться в случае неодинаковой плотности компонентов, их слагающих. Так, например, целесообразным оказывается исследование структуры пустотного пространства пород-коллекторов. Наиболее заслуживающим внимания для авторов оказалось выявление трехмерного изображения пустотности, которая по данным изучения распиленного керна и шлифам называлась крупными кавернами неселективного растворения. Благодаря использованию метода томографии оказалось, что такие «каверны» образуют трехмерную структуру, нередко называемую кондуитами, которая не обнаруживается в плоских срезах пород.

Рентгенографический анализ, относящийся к традиционным методам исследования, также может дать весьма ценную информацию. На наших объектах — карбонатных породах — удалось показать, что даже считающиеся мономинеральными известняки на самом деле состоят как из «чистого» кальцита, так и магнезиального кальцита. Причем компоненты, сложенные кальцитом, по генетической принадлежности относятся к седиментационно-катагенетическим, тогда как магнезиальный кальцит является вторичным минералом, образованным в результате реализации наложенных процессов.

Другой случай строгой идентификации минералов вторичных доломитов показал их высокую кристаллохимическую изменчивость, не обнаруживаемую при оптико-

микроскопических исследованиях. Оказалось, что доломиты, образующие породы-коллекторы, т.е. обладающие значимыми величинами пористости, имеют весьма сложную кристаллохимическую формулу и по составу отвечают железистым доломитам (анкеритам), в котором часть позиций магния замещена кальцием. Другие вторичные доломиты, образующие конформную структуру (плотные доломиты), идентифицируются как железистые доломиты — анкериты. На основании полученных данных предполагается, что формирование вторичных доломитов, обладающих неконформной структурой, реализуется в условиях весьма невысокой химической активности ионов магния.

Интересные, на наш взгляд, результаты получены при изучении терригенных коллекторов Западной Сибири. Совместное использование данных рентгенографического анализа и электронной микроскопии показало, что немаловажную роль в формировании петрофизических свойств нефтеносных алевролитов и песчаников играют вторичные изменения пород. Показано, что обнаруживаются достаточно строгие зависимости содержания в продуктивных на нефть отложениях вторичного каолинита и их коллекторских свойств. Причем формирование каолинита реализуется не за счет растворения калиевых полевых шпатов, как это происходит в корях выветривания, а преимущественно плагиоклазов.

Подтверждением данным, полученным при рентгенографических исследованиях, служат эксперименты по исследованию образцов вторичных доломитов методом электронной микроскопии. Современные электронные микроскопы позволяют при сканировании поверхности образцов получать картину распределения ионов на ней. Применение этого метода к образцам вторичных доломитов подтвердило факт высокого содержания ионов железа в их структуре. При этом содержание ионов железа в доломитах, обладающих неконформной структурой, заметно больше, чем в других доломитах, структура которых под микроскопом идентифицируется как конформная.

Метод термического анализа также относится к числу традиционных. Он, как правило, используется для выявления «поведения» минералов и горных пород в процессе их нагрева. Однако его с успехом можно применять и при исследовании вмещаемых породами углеводородов. Использование метода показало, что на изучаемых объектах даже в пределах одной нефтяной залежи углеводороды весьма неоднородны по своему составу. Обнаруживаются достаточно четкие связи состава углеводородов, с одной стороны, и значениями петрофизических свойств пород-коллекторов, с другой. А благодаря изучению морфолого-генетических особенностей структур пустотного пространства пород-коллекторов и присутствующих в них углеводородов, удалось выявить определенные связи между ними.

Таким образом, можно отметить, что определенный потенциал в развитии литологии имеет разумное и целесообразное применение методов минералогического исследования, которые, благодаря выявлению кристаллохимических особенностей слагающих осадочные толщи компонентов, могут дать дополнительные и нередко важные сведения об осадочных объектах.

О РОЛИ ПРОЦЕССОВ ВЫСАЛИВАНИЯ НА ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ СТАДИЯХ ГАЛОГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ГРЕМЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИЛЬВИНИТОВ)

Г.А. Московский¹, О.П. Гончаренко¹, К.К. Ильин¹, С.А. Свидзинский²

¹*Саратовский государственный университет, Саратов, MoskovskyGA@info.sgu.ru*

²*ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», Котельниково*

Гремячинское месторождение калийных солей расположено в пределах Сафроновского участка Приволжской моноклинали и представляет тупиковый участок Прикаспийского солеродного бассейна. Месторождение выявлено и изучено на стадии детальных поисков Волгоградской экспедицией ПГО «Нижевожскгеология» в 1979–1983 гг. Галогенная толща в районе месторождения сложена породами погожской, антиповской, пигаревской, долинной

и ерусланской ритмопачек, выделяемых в разрезе иренского горизонта кунгурского яруса Приволжской моноклинали. Сильвинитовый «продуктивный» горизонт месторождения связан с погожской ритмопачкой. В 1979–1986 гг. нами проводилась реконструкция условий формирования галогенной толщи с использованием результатов изучения рапы включений в минералах по методическим приёмам О.И. Петриченко (1974), дополненным нами анализом растворов включений с минералами-узниками (Московский и др., 2003, Московский, Гончаренко, 2004). С 2006 г. месторождение изучается на стадии разведки ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий», а нами продолжают исследования строения, состава и условий формирования продуктивных интервалов галогенной толщи месторождения.

Общие закономерности галогенной седиментации в солеродных бассейнах (в том числе на заключительных стадиях сгущения рапы) обстоятельно рассмотрены в работах М.Г. Валяшко (1962, 1976 и др.). Однако при детальном изучении закономерностей состава, текстурно-структурных характеристик отложений заключительных стадий галогенеза из разрезов тупиковой части Предуральско-Прикаспийского солеродного бассейна возникают вопросы, которые требуют более обстоятельного рассмотрения.

Первым таким вопросом является, казалось бы, предельно простой: в обоснованной М.Г. Валяшко последовательности отложения солей из рапы высокой степени метаморфизации после садки галита должна следовать садка сильвина в составе породы, определяемой как «сильвинит». Сильвинит представляет собой породу с несколько ранее раскристаллизованным галитом. Сильвином же заполняется пространство между сформировавшимися кристаллами галита. Такие особенности состава этой породы дали основание В.И. Копнину (1994) «сильвинит» считать рудным термином, а основные калиеносные породы определять как галит-сильвиновые и сильвин-галитовые разности. Галит в сильвините составляет до 10–50 % объёма породы, обычно с первично-седиментационными зонами роста и минералами-узниками карналлитами, а также идиоморфными кристаллами галита высаливания. Условия формирования сильвинитов (и роль галита в них) В.И. Копнин связывал с температурным режимом в бассейне (возможностью криофильной или термофильной седиментации). Причины образования особенностей в структурах сильвинитов объяснялось этим автором, а позднее и А.М. Кудряшовым (2001) как следствие латеральных различий в составе рапы.

Но такая схема кристаллизации слишком упрощена. Более вероятно, что наибольшее влияние на характер сложения сильвинита оказывает расслоение рапы, меняющееся от однослойного пониженной концентрации к двухслойному с галоклином и однослойному с рапой повышенной концентрации, а также различия в строении дна бассейна. От тех же причин зависели особенности структур кристаллов галита и их относительная роль в сильвините. Какие же особенности морфологии тупикового бассейна галогенной седиментации, особенности состава и эволюции рапы в нём могли обеспечить такие черты строения калиеносных интервалов месторождения?

Первым фактором, по нашему мнению, является почти постоянное сохранение в бассейне слоя рапы высокой концентрации. Слой концентрированной рапы сохраняется практически на всё время формирования продуктивного интервала разреза месторождения. Это фиксируется присутствием кристаллов сильвина даже в слоях галит-ангидритового состава (рис. 1). В ряде случаев установлена кристаллизация шпатового сильвина в ангидрите (видимо, за счёт опускания концентрированной рапы в подстилающие отложения).

Вторым фактором формирования текстурного облика и состава сильвинитов является морфология дна бассейна, которая определяла на отдельных участках берега временную ликвидацию двуслойности рапы (с вариантами отсутствия слоёв несгущённой или наоборот концентрированной рапы).

Третьим фактором галогенной седиментации в районе месторождения является устойчивый приток рапы, богатой хлористым натрием, содержание которого соответствует примерно середине галитовой стадии её сгущения (Московский и др., 2003; Московский, Гончаренко, 2004). Это подтверждается постоянным присутствием на всех стадиях после галитовой вкрапленности, корок и различной формы скоплений галита высаливания, характеризующихся идиоморфизмом кристаллов (рис. 2).

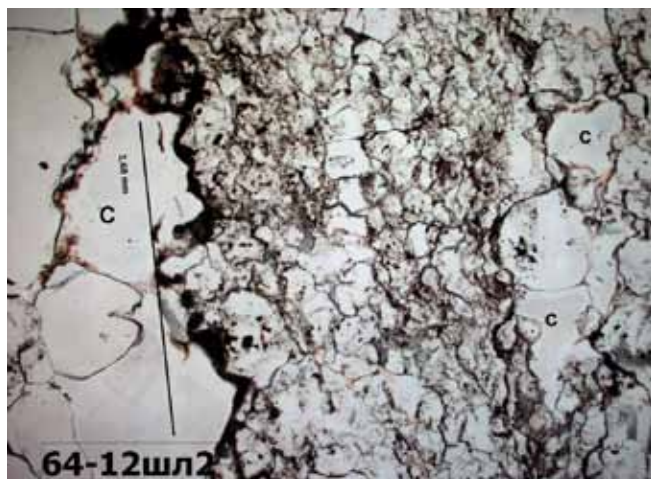


Рис. 1. Кристаллы сильвина (С) в галит-ангидритовой породе (правая сторона поля зрения). Шлиф. Николи параллельны

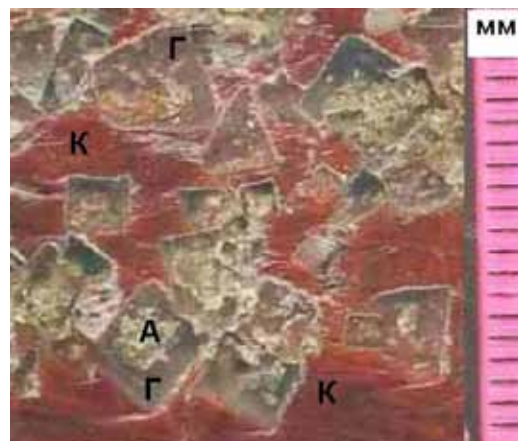


Рис. 2. Идиоморфные кристаллы галита высаливания в карналлитовой породе. А — ангидрит, Г — галит, К — карналлит. Аншлиф. Скв. 63, гл. 1040 м

Именно масштабная садка галита высаливания могла обеспечить формирование галититов, подстилающих сильвинитовый пласт погожской ритмопачки на месторождении (Московский, Гочаренко, 2012). Фактором, в той или иной степени суммирующим влияние всех предыдущих, является особенности ритмичности строения продуктивного сильвинитового горизонта месторождения. Ритмичность строения подуктивных интервалов месторождения является важным элементом, определяющим качество полезного ископаемого и условия его формирования. В сильвинитах погожской ритмопачки установлена ритмичность двух генетических типов, определяющих качество полезного ископаемого. Первый тип ритмичности обуславливается самим галогенным процессом и проявлен чередованием пород различных стадий и фаз галогенного процесса. Кроме того он выражается в присутствии в сильвинитах преимущественно «организованной» примеси в виде слойков ангидритового, галит-ангидритового состава, а также равномерно рассеянного в породе ангидрита. Второй тип ритмичности сильвинитового горизонта связан с поступлением в бассейн терригенного материала. Эта ритмичность накладывается на ритмичность, обусловленную вариациями состава рапы, и образует в основном т.н. «неорганизованную примесь» в виде произвольно ориентированных линз, дихотомирующихся слойков.

Авторы обратили внимание на ещё один фактор, определяющий закономерности галогенеза на месторождении, — периодическое смещение доминирования в седиментации от порядка растворимости компонентов к способностям высаливать «конкурентов», исходя из их кристаллохимических свойств (Рауп, 1973; Ковалевич, 1977). При изучении галогенных отложений Гремячинского месторождения калийных солей, как показано выше, установлена большая роль процессов высаливания галита в формировании карналлит-галитовых и карналлитовых пород продуктивной толщи месторождения. Это связано с тем, что ион магния (содержание которого на карналлитовой и бишофитовой стадиях составляет порядка 90–110 г/л) имеет меньшее значение кристаллографического радиуса ($r=0,065$ nm) и больший заряд по сравнению с ионом натрия ($r=0,095$ nm) (Полинг, 1974).

В интерпретации причин и закономерностей процессов высаливания в галогенезе нами проанализированы наши данные об общих закономерностях изменения состава рапы во многих районах огромного Предуральско-Прикаспийского солеродного бассейна (Московский и др., 2003; Московский, Гончаренко, 2004 и др.). Эти результаты показывают, что в большинстве оснований галитовых зон кристаллизация начиналась при содержании ионов калия и магния лишь незначительно большей, чем получено для начала этой стадии в опытах испарения морской воды М.Г. Валяшко (1962): 4,59–6,7 г/л калия при 3,3 г/л в опытах испарения. В то же время в разрезах тупиковых участков солеродного бассейна отложение каменной соли начиналось из рапы, сгущённой почти до эпсомитовой стадии. Это характерно, например, для разрезов Приволжской моноклинали. Эти материалы подтверждают выводы исследователей

о перетоках предварительно сгущенной рапы из центральных районов впадины в район Приволжской моноклинали (Валяшко, 1976; Жарков и др., 1980). Именно с этими перетоками связана, видимо, и высокая концентрация рапы в основании галитовой зоны погожской ритмопачки на Гремячинском месторождении (22,3 г/л). В то же время карналлит месторождения кристаллизовался при содержании ионов калия и магния в растворе, соответственно, 26,7–26,81 и 105,8–106,51 г/л (Московский, Гончаренко, 2004). Уже эти результаты показывают некоторый избыток калия в рапе карналлитовой стадии. Судя по опытам М.Г. Валяшко, его количество должно быть менее 22,11 г/л. Рапа пониженной концентрации, периодически поступающая в тупиковую часть бассейна, имела, по нашим данным, такие концентрации этих компонентов: от 5–6 до 20 г/л калия и 25–45 г/л магния.

При смешении растворов верхнего слоя рапы с большим содержанием ионов натрия (около 80–85 г/л) с нижним, богатым хлоридом магния, содержание которого соответствовало карналлитовой стадии (более 100 г/л), происходило высаливание хлорида натрия. При этом наблюдался рост содержания ионов калия за счёт суммирования его количества в сгущенной рапе карналлитовой стадии (25–26 г/л) и в рапе галитовой стадии (в количестве 5–22 г/л). Исходя из приведённых результатов анализов рапы включений, суммарная концентрация этого иона могла в отдельные моменты даже превышать уровень сильвинитовой стадии (33,8 г/л), что и должно было приводить к высаливанию хлорида калия хлоридом магния, так как кристаллографический радиус иона калия ($r=0,133$ nm) существенно больше, чем у магния. Возможность реализации этого процесса подтверждается периодическим появлением в разрезе месторождения пород карналлит-сильвинового парагенезиса (рис. 3).

Приведённый материал позволяет предполагать важную роль процессов высаливания на заключительных стадиях галогенеза не только для хлорида натрия (с образованием корок, слоёв галита высаливания), но также и хлорида калия. С этим процессом связано, видимо, формирование сильвинитовых оторочек в кровле и подошве карналлитовых и бишофитовых горизонтов. Кроме того, присутствие в интервалах сплошного развития карналлитов даже небольших по толщине прослоев и линз пород карналлит-сильвинового состава может служить поисковым признаком для решения обратной задачи — прогнозирования продуктивной сильвинитовой залежи по латерали от вскрытого разреза.



Рис. 3. Сильвин-карналлитовая порода. С — сильвин (гипидиоморфные белые кристаллы), К — карналлит (более тёмные кристаллы)

Литература

- Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., 1962.
- Валяшко М.Г. Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор при исследовании соляных месторождений // Бром в соляных отложениях и рассолах. М.: изд-во МГУ, 1976. С. 5–9.
- Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. и др. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали // Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, 1980. Вып. 439. С. 4–32.
- Ковалевич В.М. Каменная соль высаливания в миоценовых галогенных отложениях Восточного Предкарпатья // Геология и геохимия соленосных отложений формаций Украины. Киев: Наукова думка, 1977. С. 48–53.

Копнин В.И. Эвапоритовое осадконакопление и калийный хлоридный рудогенез // Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов. Тезисы 5 Международного Всероссийского солевого совещания. Санкт-Петербург, 1994. С. 66–67.

Кудряшов А.М. Верхнекамское месторождение солей // Пермь: Изд-во ОГУП «Соликамская типография», 2001. 430 с.

Московский Г.А., Гончаренко О.П. О роли процессов высаливания на заключительных стадиях галогенеза (на примере Гремячинского месторождения калийных солей) // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия Наук о Земле. 2012. Том 12. Вып. 2. С. 74-78.

Московский Г.А., Гончаренко О.П. Пермский галогенез Прикаспия. Ч. 2. Гидрохимия заключительных стадий и условия постседиментационных преобразований солей. Саратов: изд-во «Научная книга», 2004. 87 с.

Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Писаренко Ю.А. Пермский галогенез Прикаспия. Ч. 1. Гидрохимия галитовой стадии. Саратов: изд-во «Научная книга», 2003. 59 с.

Петриченко О.И. Включения в минералах как источник информации об условиях солеобразования // Геол. и полез. ископ. соленосных толщ. Киев, 1974.

Раун О. Смешение рассолов: еще один механизм месторождений осадочных сульфатов и хлоридов // Первый Международный геохимический конгресс. Т. 4. Кн. 1. М., 1973. С. 369–396.

Поллинг Л. Общая химия. М.: Мир, 1974. 848 с.

РАЙОНИРОВАНИЕ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА ПО ТИПАМ РАЗРЕЗА В ПРЕДЕЛАХ КРАСНОЛЕНИНСКО-ФРОЛОВСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

А.Г. Мухер, С.Ф. Кулагина, Е.А. Пахомова

Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана, Тюмень, muher@crru.ru

Одним из наиболее важных объектов по наращиванию ресурсной базы в Западной Сибири является баженовская свита. В настоящее время ее разностороннему изучению уделяется особенно большое внимание. Важным звеном проводимых исследований является расчленение, корреляция и районирование баженовского горизонта. Этому вопросу посвящена обширная литература (Конторович и др., 1971; Ушатинский, 1981; Гурари и др., 1988; Нестеров и др., 1988; Захаров, 2006 и др.). Наиболее полная сводка по районированию битуминозных отложений Западно-Сибирской равнины по типам разреза приведена в монографии Ю.В. Брадучана с коллегами (1986). В той же работе есть и авторская схема районирования, на которой на территории ЗСР выделено три крупных зоны: Игримо-Леушинская, Березовско-Тобольская, Тамбейско-Омская и 15 районов с различными типами разреза.

Согласно проведенному районированию (Брадучан и др., 1986), на исследуемой территории было выделено два типа разреза баженовского горизонта: красноленинский (на западе) и салымский (на востоке). Красноленинский тип разреза в тектоническом отношении приурочен к Красноленинскому своду и прилегающим территориям. На стратиграфическом совещании 1991 г. он был принят как переходный от баженовской свиты к тутлеймской (Решения..., 1991). Основанием для такого решения было наличие над баженовской свитой пачки с высокой радиоактивностью, но низким сопротивлением и высокой проводимостью по ИК. Эту пачку выделили как верхнюю подсвиту с берриас-ранневаланжинским возрастом (Нестеров, 1979).

Салымский тип разреза был выделен на огромной территории, в том числе и во Фроловской мегавпадине. В качестве гипостратотипа баженовской свиты был предложен разрез скв. 170 Салымской площади (Брадучан и др., 1986). В составе салымского типа разреза выделено 4 пачки.

Детальное изучение верхнеюрских отложений в пределах северной части Фроловской мегавпадины было проведено Г.П. Мясниковой, А.Г. Мухер, С.А. Белоусовым с коллегами в 2003 г. (Белоусов и др., 2003). По особенностям строения баженовского горизонта было выделено 4 типа разреза и проведено районирование территории с выделением зон с разной

глубиной моря. Было установлено, что возраст кровли битуминозной меловой пачки является скольльзящим. На основе результатов исследований большого объема фактического материала предложено выделять в Красноленинском районе баженовскую свиту, как это было ранее, а над ней, во фроловской свите – пачку битуминозных глин берриас-поздневаланжинского, раннеготеривского возраста со стратиграфически скольльзящей кровлей.

К настоящему времени получены многочисленные новые данные, позволившие уточнить ранее проведенное районирование.

При выделении типов разреза баженовского горизонта и районировании территории учитывались литологические особенности пород, стратиграфический объем и толщина битуминозных отложений, палеонтологические данные, характеристика материалов ГИС, условия формирования отложений, а также цикличность строения разреза. Использовалась тектоническая карта под редакцией В.И. Шпильмана (1999). Кроме того были построены карты толщин ΔН (А-Бпод) и ΔН (Бпод-М1). По карте толщин ΔН (А-Бпод) был восстановлен палеорельеф дна бассейна седиментации баженовского моря на начало формирования битуминозных отложений баженовского горизонта, а по карте ΔН (Бпод-М1) – на конец формирования аптских отложений. Данные карты послужили основой при районировании территории по типам разреза. При определении глубин баженовского моря использовалась батиметрическая карта В.С. Бочкарева (1985) и материалы других исследователей.

На территории Красноленинско-Фроловской зоны согласно (Решение..., 2004) баженовский горизонт подразделяется на две свиты. В западной части, в Красноленинской НГО развиты отложения тутлеймской, а во Фроловской НГО – баженовской свит.

Проведенная детальная корреляция показала, что разрез баженовской свиты, развитый во Фроловской мегавпадине, отличается от такового, выделенного в Салымском районе Ю.В. Брадучаном. В составе баженовской свиты на исследуемой территории выделяются пять пачек вместо четырех, выделенных в стратотипическом разрезе скв. 170 Салымской площади. Кроме того, выше баженовской свиты отмечаются значительные по мощности битуминозные отложения фроловской свиты. Отличаются исследуемые отложения и по условиям формирования. В связи с этим, в пределах Фроловской мегавпадины нами предлагается выделить фроловский (по названию тектонического элемента), а не салымский тип разреза.

Таким образом, с учетом построенных карт, проведенной корреляции, результатов изучения вещественного и химического состава пород и т.д., в составе баженовского горизонта на территории исследования было выделено два типа разреза (Красноленинский и Фроловский) и четыре зоны (рисунок).

На территории распространения **Красноленинского типа разреза** выделено две зоны. Зона I приурочена к наиболее повышенным частям Красноленинского свода. Разрезы этой зоны характеризуются высокими сопротивлениями на кривых КС (скв. 9 Каменная – 677 Ом/м, скв. 624 Каменная – 1381 Ом/м), небольшими (22-26 м), достаточно выдержанными толщинами нижнетутлеймской подсвиты. Толщины верхнетутлеймской подсвиты также минимальны, не превышают 15 м, они выдержаны на площади. Общая толщина тутлеймской свиты в среднем 40 м. Границы подошвы и кровли нижнетутлеймской подсвиты хорошо выделяются по кривым ГК, ИК, БК. Кровля и подошва верхнетутлеймской подсвиты также уверенно выделяются по материалам ГИС. Формирование рассматриваемых отложений проходило в относительно мелководных частях баженовского (титонского) моря, его глубины, судя по батиметрической карте В.С. Бочкарева и других исследователей, а также обильному содержанию органических остатков и т.д., составляли примерно 200-250 м.

Зона II приурочена к склонам Красноленинского свода и прилегающим территориям. Разрезы этой зоны более разнообразны, но они также хорошо выделяются по материалам ГИС и сопоставляются на площади. Сопротивления высокие (скв. 28 Тункорская – 859 Ом/м, скв. 11 Галяновская – до 709 Ом/м). Толщины отложений больше, чем в зоне I, и изменяются от 19,8 до 43 м. Минимальные толщины приурочены к палеоподнятиям (скв. 28 Тункорская – 19,8 м). Наблюдается постепенное увеличение толщины битуминозных отложений верхнетутлеймской подсвиты (14,2–37 м). Формирование тутлеймской свиты в рассматриваемой зоне также проходило в относительно мелководной части моря, на глубинах примерно 250-300 м.

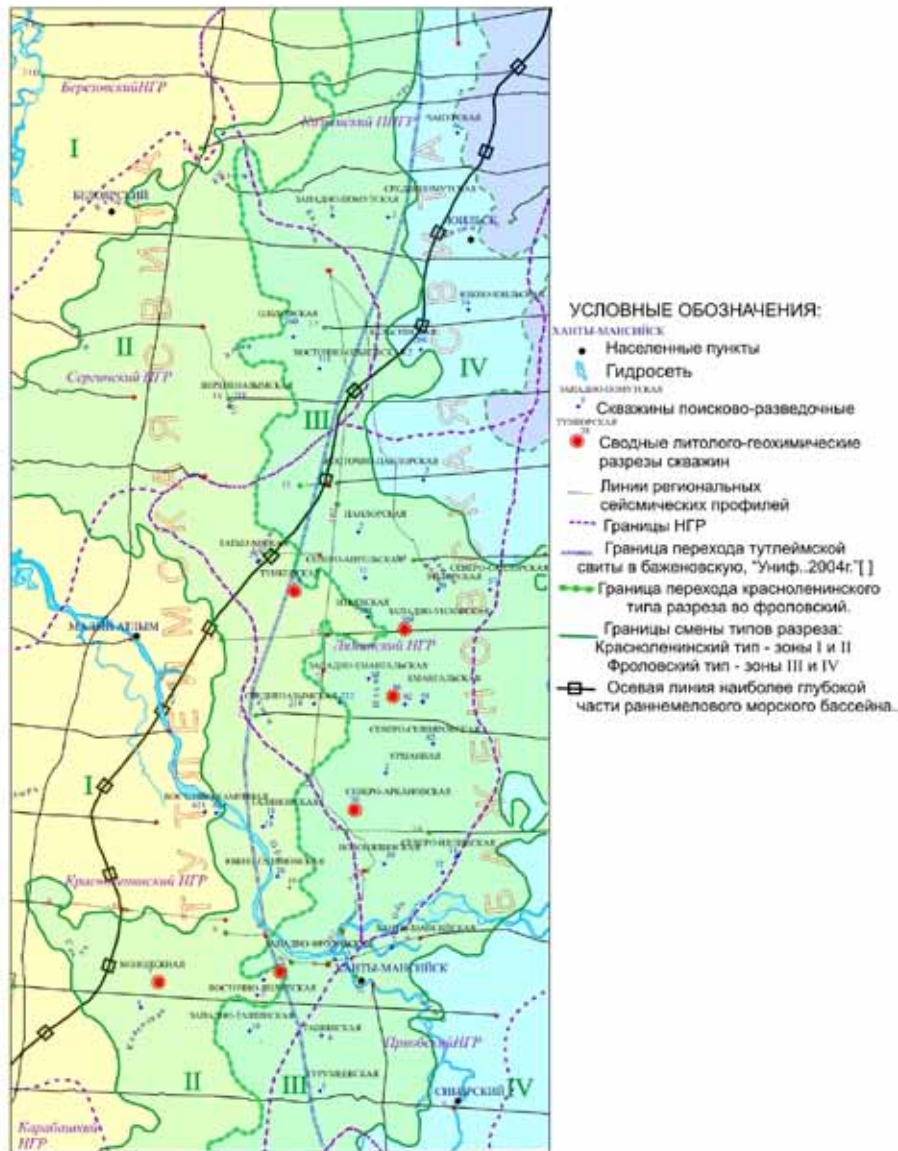


Схема районирования баженовского горизонта

Фроловский тип разреза приурочен к одноименной мегавпадине, к области развития баженовской свиты. На территории его распространения также выделено две зоны (зоны III и IV).

Зона III приурочена к погруженным частям Фроловской мегавпадины. Разрезы баженовской свиты в этой зоне характеризуются значительным разнообразием, что по-видимому связано с условиями ее формирования. Судя по палеобатиметрической карте, составу пород, слагающих свиту, фаунистическим остаткам, глубина моря составляла 300-400 м. Значительную роль при формировании осадков играл очень расчлененный рельеф дна бассейна седиментации. Толщины баженовской свиты изменяются от 20 до 33,5 м. Минимальные толщины приурочены к палеоподнятиям, максимальные – к понижениям. Свита не всегда четко выделяется методами ГИС. Нередко границы кровли и подошвы «растянуты» на кривых ИК. Сопротивления по кривым КС высокие, меняются в широком диапазоне – от 563 Ом/м (скв. 6 Ханты-Мансийская) до 1197 Ом/м (скв. 96 Емангальская).

Зона IV приурочена к наиболее погруженным частям впадины и прослеживается в северо-восточной и юго-западной частях исследуемой территории. Разрезы баженовской свиты в этой зоне резко отличаются от всех предыдущих. Для них характерны минимальные толщины (11,4-24,6 м), низкая битуминозность, обедненность фаунистическими остатками, низкие сопротивления на кривых КС (скв. 272 Васанская – 149 Ом/м, скв. 6 Чапуровская – 174 Ом/м).

Глубина моря в этой зоне превышала 400 м. По-видимому здесь накапливались максимально конденсированные осадки баженовской свиты.

Все выделенные зоны имеют субмеридиональное простирание.

Важной особенностью изученных разрезов являются близкие по ГИС характеристики баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Для них характерны высокие сопротивления на кривых КС, низкая проводимость по ИК и высокая радиоактивность на кривых ГК, хотя самих типов разреза выделяется достаточно много. Полученные новые данные показали, что между баженовской свитой и нижнетутлеймской подсвитой нет существенной разницы в вещественном и химическом составе пород, а также в содержании Сорг. Эти данные подтверждают вывод Г.П.Мясниковой и ее соавторов о том, что в пределах Красноленинского района следует выделять баженовскую свиту, а лежащие над ней битуминозные глины берриас – поздневаланжинского, готеривского возраста со скользящей кровлей относить к фроловской свите.

Наиболее характерной особенностью строения баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине является наличие большой мощности битуминозных отложений над баженовской свитой (скв. 98 Среднемангальская – 70 м). При этом битуминозные и небитуминозные разности пород чередуются. На схемах корреляции четко видно постепенное увеличение толщин битуминозных отложений в восточном направлении, в то время как толщины баженовской свиты изменяются в небольшом диапазоне – от 11 до 33,5 м. Для понимания особенностей строения баженовского горизонта необходимо рассматривать его в неотрывной связи с развитием седиментационного бассейна в целом, начиная с позднеюрской трансгрессии, максимальное развитие которой приходится на баженовское (титонское) время, кончая аптом. Поэтому на схему районирования была вынесена осевая линия наиболее глубокой части неокомского бассейна (рисунок). Она важна для понимания строения битуминозных отложений, залегающих выше баженовской свиты, с которой они тесно связаны. Как видно из сопоставления палеоглубин баженовского моря и наиболее глубоководных частей неокомского бассейна, которые прослеживаются вдоль осевой линии, глубины баженовского (титонского) и неокомского (берриас-готеривского) морей не совпадают. Максимальные глубины титонского моря прослеживаются в северо-восточной и юго-восточной частях, а наиболее погруженная часть неокомского бассейна, приуроченная к осевой линии, прослеживается с юго-запада на северо-восток исследуемой территории. В раннемеловое время, возможно, в конце титонского века, произошли коренные изменения в динамике седиментации. Изменились направления перемещения береговых линий. Продвижение моря с севера и северо-востока на юг сменилось продвижением с востока на запад. Направление сноса материала сменилось с субмеридионального на субширотное. Как отмечается Мясниковой Г.П. (Белоусов и др., 2003), эти изменения были вызваны планетарными процессами: сменой магнитного поля Земли, активизацией движения в океанах, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. В этот период начали формироваться восточные и западные клиноформные комплексы. В относительно глубоководной части неокомского палеобассейна во Фроловской мегавпадине продолжали существовать условия, похожие на характерные для баженовского времени, и накапливались значительные по мощности битуминозные отложения. Судя по проведенной корреляции и сейсмическим разрезам, битуминозные отложения, залегающие выше баженовской свиты, являются краевыми частями клиноформных комплексов, примыкающих к баженовской свите. В связи с тем, что Красноленинский свод как палеоподняtie существовал в неокомское время, он служил барьером для обломочного материала, сносившегося с востока, в результате чего в относительно глубоководной части неокомского палеобассейна во Фроловской мегавпадине накапливались значительные по мощности битуминозные отложения краевых частей неокомских клиноформ.

Другое возможное объяснение повышенной битуминозности надбаженовской части фроловской свиты, по мнению В.А. Волкова, состоит в том, что наряду с сохранением условий, способствовавших накоплению органического материала, Фроловская зона, как наиболее удаленная от неокомских источников сноса, периодически испытывала дефицит терригенного материала. В такие времена накапливались отложения с повышенным содержанием органики.

Если привнос усиливался, содержание биогенного материала снижалось.

Битуминовые отложения верхнетутлеймской подсвиты Красноленинского района являются центральной зоной сочленения восточных и западных клиноформ, которые прослеживаются от оси бассейна в восточном и западном направлениях. В результате скольжения кровли битуминозных отложений, залегающих выше баженовской свиты, возраст их от берриаса до готерива на западе и от берриаса до валанжина на востоке.

Литература

Белоусов С.Л., Мясникова Г.П., Вахрушева В.Н., Мухер А.Г., Горбачева Г.И., Предеин С.А. Условия формирования и особенности строения баженовского горизонта в северной части Фроловской мегавпадины // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. 2003. С. 217-237.

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Сборник научных трудов. Тюмень. Издание ЗапСибНИГНИ. 1985.

Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Гурари Ф.Г., Вайц Э.Я., Меленевский В.Н. и др. Условия формирования и методика поисков залежей нефти в аргиллитах баженовской свиты. М., 1988. 200 с.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70 – летию А.Ю. Розанова. ХМАО. Т. 1. М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. С. 552-568.

Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 252 с.

Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26-29.

Нестеров И.И., Петросян Л.Г., Сонич В.П., Хабаров В.В. Исследования нефтегазоносных разрезов баженовской свиты. М.: ВИЭМС, 1988. 60 с.

Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). Тюмень, 1991. 54 с.

Решение VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС. 2004. 114 с.

Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтегазоносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. Советская геология. 1981. №2. С. 11-22.

Шпильман В.И., Солопахина Л.А., Пятков В.И. Новая тектоническая карта Центральных районов Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Т. 1. Ханты-Мансийск: изд-во Путиведь. 1999. С. 96-115.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ НЕПСКО-НИЖНЕТИРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕПСКОГО СВОДА

О.М. Мятчин

ООО «Геофизические системы данных», Москва, myatchin@gds.ru

Непский свод, представляющий собой наиболее приподнятую часть Непско-Ботубинской антеклизы, в нефтегеологическом отношении расположен в пределах Ботубинского нефтегазоносного района Непско-Ботубинской нефтегазоносной области, выделяющейся в центральной части Лено-Тунгусского нефтегазоносного бассейна. В терригенных отложениях венда сосредоточены основные запасы газа Непского свода, к этому стратиграфическому интервалу приурочены залежи Чайндинского, Верхнечонского, Талаканского, Тымпучиканского месторождений. Эти отложения характеризуются изменчивыми фильтрационно-емкостными свойствами и сложным распределением в разрезе пластов-коллекторов. Это означает, что решение задач прогноза структуры и свойств природного резервуара, содержащего скопление УВ флюидов, должно начинаться с разработки седиментационной модели продуктивных толщ, поскольку одним из основных факторов, контролирующими образование и сохранение коллекторов в процессе литогенеза, являются условия их накопления (Жуков и др., 2006).

Целью данной работы являлось изучение строения непского и тирского горизонтов, содержащих основные продуктивные резервуары Непского свода — хамакинский и ботубинский, — восстановление условий их накопления и прогнозирование зон улучшенных фильтрационно-емкостных свойств в разрезе.

Для достижения поставленной цели был выполнен цикло-фациальный анализ непско-тирских отложений, за основу были взяты разрезы нескольких скважин, наиболее полно охарактеризованных керновым материалом. Фациальная диагностика обломочных пород осуществлялась на основе результатов детального изучения керна, анализа формы кривых электрического и радиоактивного каротажа, а также данных о характере распространения песчаников по площади, полученных с привлечением сейсмических данных. Для выделения фаций были составлены таблицы признаков, в которые были заложены парагенез отложений, структурно-текстурные признаки, такие как размер зерен, степень сортировки, наличие и тип слоистости, вторичные текстурные признаки, толщина песчаных тел, форма каротажных кривых.

В ходе анализа было установлено, что накопление продуктивных отложений происходило в условиях приливно-отливной равнины и прилегающего морского побережья. Источниками сноса обломочного материала в бассейн осадконакопления служили выходы на поверхность гранитов и гранито-гнейсов фундамента, расположенные в западной части свода (Шемин, 2007).

Основную часть разреза непского горизонта слагают осадки фаций супралиторали, литорали (включая приливные каналы) и сублиторали.

Проведенный для верхненепско-нижнетирских отложений анализ цикличности позволил выделить ряд циклитов, разделенных поверхностями затопления. В отложениях хамакинского резервуара нижние части циклитов представлены алевро-глинистыми осадками межприливной зоны. Характерным признаком этих осадков является равномерное переслаивание илового и песчаного материала с характерной косоволнистой (флазерной), линзовидной, горизонтально- и волнисто-линзовидной текстурой. Крайне мелководные условия накопления осадков и приливно-отливные течения способствуют формированию многочисленных эрозионных поверхностей, выполненных продуктами разрушения подстилающего субстрата. В верхних частях некоторых циклитов появляются песчаные тела, связанные с развитием каналов в пределах приливно-отливной равнины. Эти тела в разрезах скважин представлены толщей (от 5–7 до 20 м) косослоистых светло-серых песчаников, вверх по разрезу которых отмечается уменьшение зернистого обломочного материала и сокращение толщин косослоистых серий. За счет того, что накопление русловых и литоральных осадков происходило в условиях постепенного снижения динамики водного потока, граница между ними постепенная и отображается на каротажных диаграммах наклонной кровельной линией, в то время как нижняя граница руслового тела имеет горизонтальную поверхность. В кровельной части циклита присутствуют маломощные прослои серо-зеленых тонко-горизонтальнослоистых глин, часто с включениями глинистых интракластов, ориентированных по наслоению, относимые к супралиторальным образованиям.

Резкая смена седиментационной ситуации произошла в позднехамакинское время. Накопившиеся отложения были выведены на поверхность и интенсивно размывались (рис. 1).

Основная продуктивность хамакинского горизонта связана с «надразмывной» частью, отложения которой являются трансгрессивными по отношению к подстилающим и фиксируют начало нового седиментационного цикла, обусловленного повышением относительного уровня моря и заполнением эрозионных форм рельефа, сформированных во время перерыва в осадконакоплении.

Циклиты верхненепского интервала разреза начинаются с отложений межприливной зоны, в верхних частях развиты отложения супралиторали (рис. 2). К ним отнесены существенно глинистые осадки со следами значительной субаэральной переработки в виде комковатых и брекчиевидных текстур, трещин усыхания, микроразмывов. Нередко трещины усыхания выполнены ангидритом.

Фация литорали объединяет смешанные илово-песчаные отложения, илово-алевритовые и иловые отложения межприливной зоны. Смешанные отложения представлены алеврито-глинистыми, алевритовыми и песчано-глинистыми породами с отчетливыми генетическими признаками, выраженными в равномерном переслаивании илового и песчаного материала с

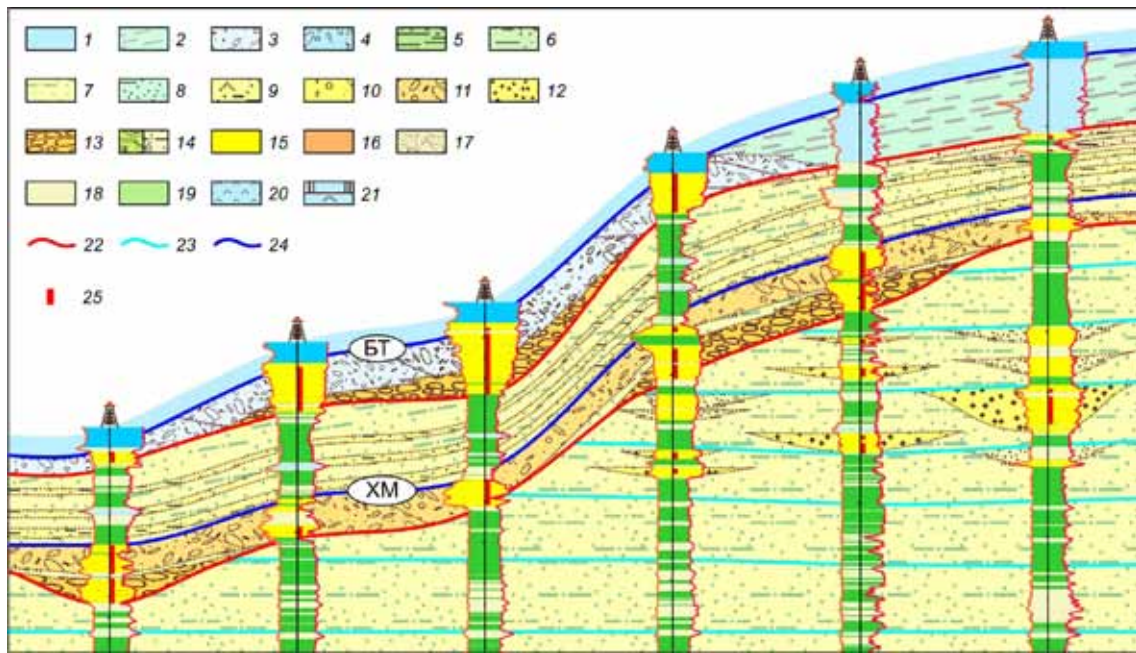


Рис. 1. Циклофациальная модель верхненепских отложений северо-восточной части Непского свода.
Фации (1–13):

1 — мелководно-морские сульфатно-карбонатные, 2 — мелководно-морские глинисто-сульфатно-карбонатные, 3 — верхней предпляжевой зоны, 4 — берегового склона, 5 — сублиторали, 6 — преимущественно иловых отложений межприливной зоны, 7 — илово-алевроитовых отложений межприливной зоны, 8 — илово-песчаных отложений межприливной зоны, 9 — супралиторали, 10 — прирусловых отмелей и внутрирусловых баров, имеющих покровное распространение в ботуобинском горизонте, 11 — прирусловых отмелей и внутрирусловых баров, имеющих покровное распространение в хамакинском горизонте, 12 — песчаных линз прирусловых отмелей, 13 — нижней части каналов; 14 — глины (а) и алевролиты (б) с признаками субаэральной эрозии; литологическая характеристика отложений в разрезах скважин (15–21): песчаники (15–17): 15 — чистые, 16 — доломитизированные, 17 — ангидритизированные; 18 — алевролиты, 19 — глины, 20 — ангидриты, 21 — толща переслаивания ангидритов и доломитов; поверхности (22–24): 22 — субаэрального размыва, 23 — трансгрессивные, 24 — максимального затопления; 25 — эффективные толщины

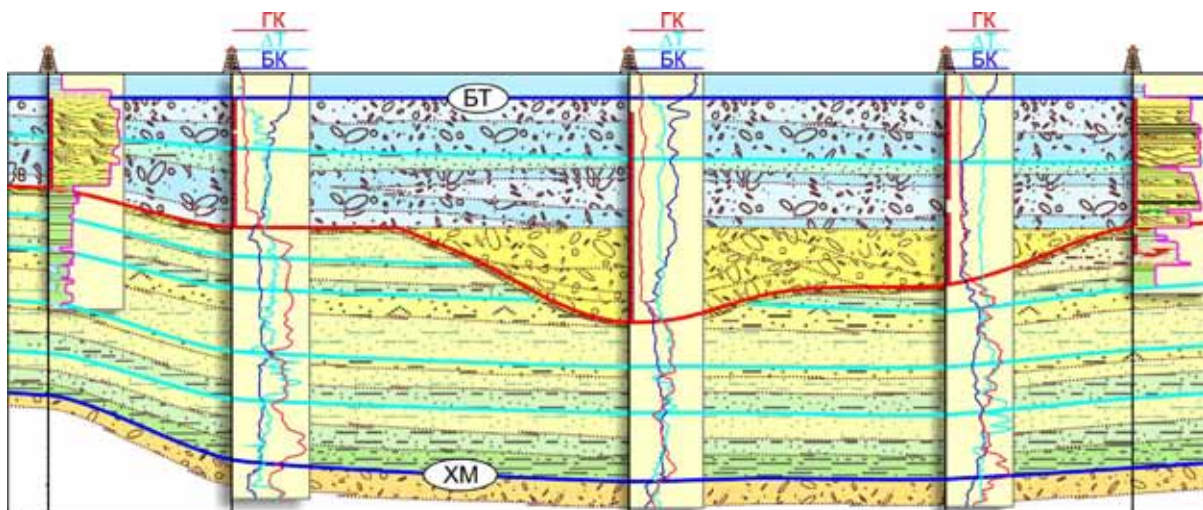


Рис. 2. Циклофациальная модель нижнетирских отложений северо-восточной части Непского свода.
Условные обозначения см. рис. 1

характерной косо волнистой (флазерной), линзовидной, горизонтально- и волнисто-линзовидной текстурой.

Илово-алевроитовые и иловые отложения межприливной зоны представлены глинистыми и алевроито-глинистыми породами, которым свойственны буроватые оттенки, неотчетливые текстуры, следы взмучивания осадка, обилие ангидритовых включений в виде «жил» и

прослоев. Накоплению ангидрита способствовало интенсивное выпаривание морской воды, задерживающейся в отшнурованных ванночках и промоинах в периоды отлива.

Для фации приливных каналов характерны разнозернистые песчаники с обломками пород, с косой слоистостью. Накопление этих песчаников связано с прирусловыми отмелями и внутрирусловыми барами, расположенными в пределах приливно-отливной равнины. Как правило, песчаники сменяются вверх по разрезу крупнозернистыми кварцевыми алевролитами и песчано-глинистыми породами, наблюдается увеличение глинистых прослоев, что отражает общее ослабление активности гидродинамики среды, обусловленное снижением скорости водного потока и постепенным сокращением поступления песчаного материала по мере отмирания канала.

На рубеже непского и тирского времен на территории был крупный перерыв в осадконакоплении, выраженный в керне некоторых скважин в виде эрозионных врезов.

Перекрывающие размытую поверхность тирские существенно песчаные отложения, формирующие ботубобинский резервуар, являются трансгрессивными по отношению к подстилающим непским аргиллитам. Продуктивные песчаники сложены осадочными образованиями берегового склона, представленными фрагментами устьевых баров, отливных дельт, намывных валов, барьерных островов, проливных протоков и других аккумулятивных тел нижнего пляжа и верхней предпляжевой зоны. Характерными признаками этих песчаников являются косые бимодальные текстуры, хорошая окатанность и сортировка материала. В косослоистых разностях песчаников наблюдается градационная слоистость.

Алеврито-глинистые отложения приливно-отливной равнины имеют ограниченное распространение в разрезе тирского горизонта.

Литологический состав отложений, их структурно-текстурные характеристики нашли свое отражение в распределении коллекторских свойств. Для осадков межприливного комплекса непского горизонта основная продуктивность связана с песчаниками приливных каналов; наилучшие свойства среди отложений тирского горизонта имеют песчаники нижнего пляжа и верхней предпляжевой зоны. Максимальные значения пористости, прогнозируемые в межскважинном пространстве по сейсмическим данным, локализуются в зонах приливных каналов, поскольку в этих зонах песчаный материал наиболее активно сортируется. В то же время доля коллекторов в общем объеме комплекса, а следовательно, и значения эффективных толщин здесь существенно меньше, чем в зоне развития отливных дельт, где накапливался основной объем песчаного, хоть и менее сортированного, материала.

Литература

Жуков А.П., Жемчугова В.А., Энов К.А., Федотов С.Л. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных геолого-геофизических данных // Технологии сейсморазведки. 2006. № 1. С. 69–78.

Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботубобинская и Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск, издательство СО РАН, 2007.

ТРАНСФОРМАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССАХ НА ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ РЕКА-МОРЕ В АРКТИКЕ

И.А. Немировская¹, А.Н. Монько²

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, nemir@ocean.ru*

²*ООО «Газфлот», Москва, a.monko@ggr.gazprom.ru*

В настоящее время российская Арктика становится основным ресурсным регионом России, так как здесь сосредоточены главные запасы всех полезных ископаемых страны. Воды окраинных арктических морей Баренцево, Печорское, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское можно отнести к эстуарно-шельфовым районам, так как они находятся под влиянием рек Оби, Енисея, Лены, Печора и др. Для Белого моря речной сток также имеет первостепенное значение. До последнего времени считалось, что решающий вклад в суммарное поступление нефтяных

УВ в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год. Действительно, ОВ, поставляемое реками, распространяется на огромные пространства арктического бассейна. Взвеси, поступающие с реками, обогащены различными соединениями и становятся своеобразными «геохимическими ловушками», способствующими аккумуляции компонентов речного стока, в том числе и антропогенных (Лисицын, 2012).

Геохимический барьер река – море (маргинальный фильтр) играет важнейшую роль в судьбе речного стока. По модели, предложенной академиком А.П. Лисицыным, этот барьер состоит из двух основных частей, принципиально различающихся по их функциям: абиотическая часть, прилегающая к речному устью, и биотическая, расположенная у морского края зоны смешения. Абиотическая часть, в свою очередь, состоит из двух частей: гравитационной зоны, где происходит осаждение песчано-алевритовых фракций, и физико-химической зоны, где происходит захват коллоидов и растворенных соединений (зона флокуляции и коагуляции). Эти зоны характеризуются высокой мутностью вод и затрудненным фотосинтезом. После осаждения различных соединений с просветлением воды происходит развитие фитопланктона, и возникает биологическая зона (ассимиляция и трансформация растворенных веществ минерального и органического состава) — «фитопланктонный насос».

В сентябре 2011 г. в поверхностных водах по маршруту движения судна (59 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш») был сделан разрез от Архангельска до северной части Карского моря (рис. 1). Наиболее высокий диапазон концентраций алифатических углеводородов (АУВ) приурочен к устьевым областям рек, с удалением в пелагиаль их содержание снижалось.

В устье Сев. Двины проведенные многолетние исследования показали, что во время летней межени (август 2001–2007 гг.) (Немировская, Леонов, 2013) четко выделялись три зоны маргинального фильтра в зависимости от солёности: гравитационная ($S_w=0,01-0,1$ епс), физико-химическая ($S_w=0,1-5,0$ епс) и биологическая ($S_w=5-17$ епс). При этом концентрации не превышали 260 мкг/л во взвеси (АУВ_в) и 164 мкг/л в растворенной форме (АУВ_р). В речных водах Сев. Двины доминировали АУВ_р, так как река протекает по заболоченным почвам, богатым гумусом. В остальных пробах содержание АУВ_в на разрезе Сев. Двина – Белое море было выше, чем АУВ_р. Во время прилива увеличивается разница в концентрациях АУВ_в между речными и морскими водами. «Потери» АУВ_в на границе река – море достигли 63 %, (таблица), и их содержание контролировалось изменением количества взвеси: $r(\text{взвесь}-\text{АУВ}_v)=0,78$. В составе АУВ нефтяные алканы были обнаружены только в речных водах Сев. Двины (гравитационная область маргинального фильтра). Однако уже в кутовой части Двинского залива (район о. Мудьюг; физико-химическая область маргинального фильтра) в составе алканов преобладали высокомолекулярные УВ, что указывало на их природный биогенный генезис.

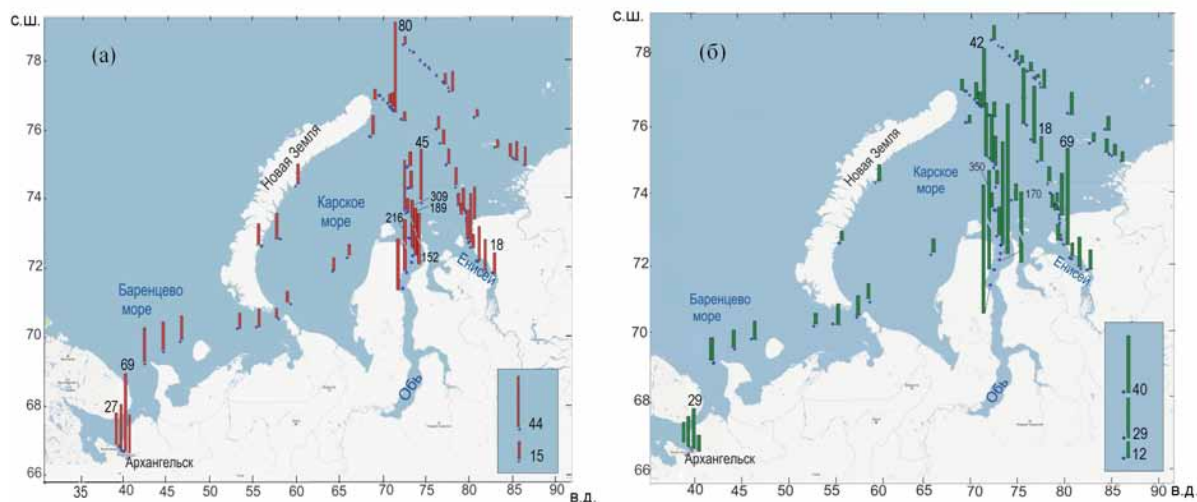


Рис. 1. Распределение алифатических УВ (мкг/л) во взвешенной (а) и растворенной (б) формах в поверхностных водах по маршруту 59 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); для сравнения приведено распределение УВ в устье Оби в сентябре 2007 г.

Потери УВ (%) на геохимическом барьере река – море

| Река | Горизонт/год | Потери | Река | Горизонт | Потери |
|-----------------------|--------------------|--------|---------|--------------|--------|
| Двина | | 25/0 | Лимпопо | пов. | 68/92 |
| Сев. Двина, межень | пов., 2001, прилив | 25/0* | Замбези | пов. | 65/82 |
| | пов., 2003, прилив | 33/14 | Нева | ПМС | 47/20 |
| | пов., 2006, прилив | 24/15 | | пов. | 63/85 |
| | пов., 2007, отлив | -/67 | Неман | пов. | 75/- |
| половодье | пов., 2006 | 8/27 | Амур | пов. | 10/75 |
| Кемь | пов., 2011 | -/82 | | дно | 50/- |
| Обь** | пов., 1993 | -/25 | Даугава | ПМС | 68/48 |
| Обь | пов., 2007 | 37/27 | | пов. | 88/80 |
| Енисей ** []** | пов., 1993 | -/17 | | дно | 77/80 |
| Енисей | пов., 2011 | 10/26 | Днепр | пов. | 84/80 |
| Конго | пов. | 47/73 | Рона*** | пов., 1994 г | -/76 |

*25/0 — растворенные/ взвешенные; **Fernandes, Sicre, 2000; ***Dai et al., 1995

Содержание полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) также уменьшалось при прохождении маргинального фильтра: от 203,6 до 39 нг/г. В их составе концентрации природного полиарена — фенантрена изменялись меньше, чем пирогенного — пирена. Отношение нафталин/фенантрен, которое при значениях >1 маркирует невыветренные нефтепродукты, минимально в водах Двинского залива — 0,70, а максимально в сорбционной физико-химической части маргинального фильтра Сев. Двины — 3,06; в гравитационной части фильтра это отношение составило 2,87.

Во время половодья, когда в воды реки попадают загрязнения, накопленные за зиму в снежно-ледяном покрове, резко увеличивались концентрации АУВ (до 550 мкг/л для АУВ_в). При этом повышалась их доля в составе С_{орг} (до 70 %). Напротив, в относительно чистых районах (устье р. Пинеги, впадающей в Сев. Двину), при довольно высокой концентрации взвеси (32,2 мкг/л), доля АУВ_в в составе С_{орг} понижалась до 12,9 % и составляла всего 4,2 мкг/мг взвеси. Вследствие этих причин не наблюдалась зависимость между распределением взвеси и АУВ_в: $r = -0,11$.

В донных осадках в рукавах дельты Сев. Двины, несмотря на довольно постоянный их состав (преобладала песчано-алевритовая фракция), характерна высокая дисперсность данных, особенно во время половодья, как для АУВ (13,1–329,4, средняя — 105,7, $\sigma = 73,4$ мкг/г), так и С_{орг} (0,015–3,31 %, средняя — 1,02, $\sigma = 2,98$ %). Обусловлено это множественностью источников поступления ОС. Для всего массива данных гранулометрический фактор при распределении ОС оказывает основное влияние, так как в целом наблюдалась зависимость между распределением изучаемых соединений: $r(C_{\text{орг}} - \text{УВ}) = 0,81$. Это может свидетельствовать также об одинаковых путях поступления природных и антропогенных соединений в донные осадки, в том числе, о быстрой трансформации нефтяных УВ. Однако в рукавах Северной Двины, где поток загрязнений возрастал, эта зависимость отсутствовала, в частности, в протоке Кузничиха $r(C_{\text{орг}} - \text{УВ}) = 0,19$. При увеличении в воде концентраций УВ даже за счет пассивной сорбции взвесью их содержание может возрастать в песчаных отложениях. Поэтому доля УВ в составе С_{орг} грубодисперсных осадков выше, чем илистых. В районах потенциального поступления нефтяных УВ (АЦБК, Чижовский рейд, порт Экономия), при концентрации АУВ, их доля в составе С_{орг} достигала 36 %. В морских донных осадках фоновые концентрации АУВ <50 мкг/г в илистых и <10 мкг/г в песчаных, илистых осадках, их доля в составе С_{орг} обычно ≤1 %.

В составе алканов как во время межени, так и во время половодья в донных осадках даже в рукавах Сев. Двины доминировали терригенные гомологи. Лишь в отдельных пробах были зафиксированы трансформированные нефтяные УВ. Близкий состав алканов в донных осадках был установлен нами в области выносов р. Волги и на северном шельфе Каспийского моря, где,

несмотря на высокие концентрации АУВ в песчаных осадках (70–4557 мкг/г; 3,55–62,65 % от $C_{орг}$), маркеры указывали на доминирование биогенных терригенных гомологов.

Для ПАУ также наблюдались повышенные концентрации в осадках рукавов Сев. Двины (в среднем 420 нг/г) и в физико-химической области маргинального фильтра в области лавинной седиментации, в районе о. Мудьюг (Двинский залив, кутовая часть в среднем 600 нг/г). Увеличение концентраций антропогенных ПАУ (особенно высокомолекулярных пирогенных) в этой области отмечено не только во время половодья, но и летней межени. В центральной части Двинского залива при довольно высоком содержании ПАУ (≥ 100 нг/г) маркеры в их составе указывали на природный генезис.

В устье Оби во время межени концентрации АУВ_р изменялись в диапазоне 6–291 мкг/л, а для АУВ_в — 10–310 мкг/л. В поверхностных водах, как и в устье Сев. Двины, доминировали АУВ_р. При солёности 0,6 епс содержание ОС увеличивалось, а потом резко снижалось (рис. 2а), что способствовало росту концентраций УВ в осадках (рис. 2б).

Детальное исследование ПАУ в растворенной и взвешенной формах и в осадках в Обской губе (в августе и сентябре 2010 г.) позволило установить, что на их распределение оказывает влияние не загрязнение, связанное с эксплуатацией месторождений, а природные факторы: орография берега, увеличение солёности вод. Доминирование в составе ПАУ в акватории месторождений нафталина и его гомологов может свидетельствовать о том, что на их концентрации и состав оказывает влияние природное высачивание легких полиаренов из осадков. Качественный и количественный состав ОБ в воде и осадках указывает на быструю утилизацию не только компонентов, поступающих с речным стоком, но и продуцируемых в самой губе. Наиболее высокие концентрации ПАУ, так же как и других ОБ, локализуются на двух участках: на юге при смешении вод Оби и Таза и на севере в зоне маргинального фильтра Оби.

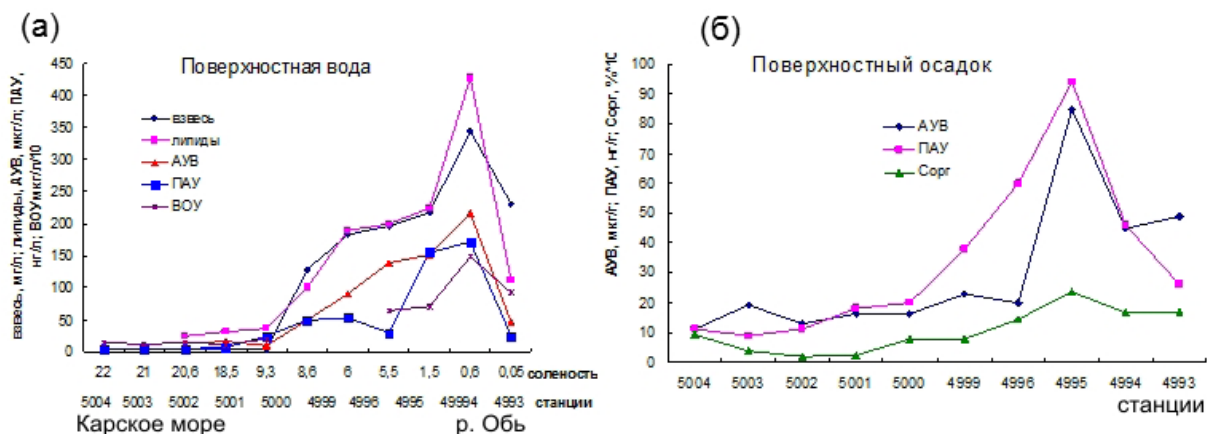


Рис. 2. Изменение концентраций органических соединений в поверхностных водах во взвеси (а) и в поверхностном слое донных осадках (б) на разрезе Обская губа – Карское море

На разрез *р. Енисей – Карское море* (в отличие от Сев. Двины и Оби) концентрации растворенных ОС, выносимых рекой, оказались ниже, чем в биологической части маргинального фильтра (рис. 3). Наиболее высокое содержание ОС, особенно во взвешенной форме (так же как в донных осадках) установлено в центральной части разреза на станциях 5014–5021 в диапазоне солёности 2,3–4,3 епс. Приливоно-отливные явления в водах разреза приводят к дополнительной изменчивости всех показателей. Поэтому не наблюдалось плавного уменьшения отношения $УВ_в/УВ_р$ с увеличением солёности, как в Обской губе. На морских станциях с ростом содержания УВ их концентрации снижались в составе взвеси до 11,6 мкг/мг. В донных осадках на конечных станциях разреза их содержание отличалось незначительно — 8,4–7,3 мкг/г. В составе алканов преобладали соединения, генетически связанные с наземной растительностью: отношение $\sum C_{(12-24)}/\sum C_{(25-35)} < 1$, а величина $CPI > 1$, с максимумом 4,21 в физико-химической зоне, а в биологической это отношение снижалось до 2.

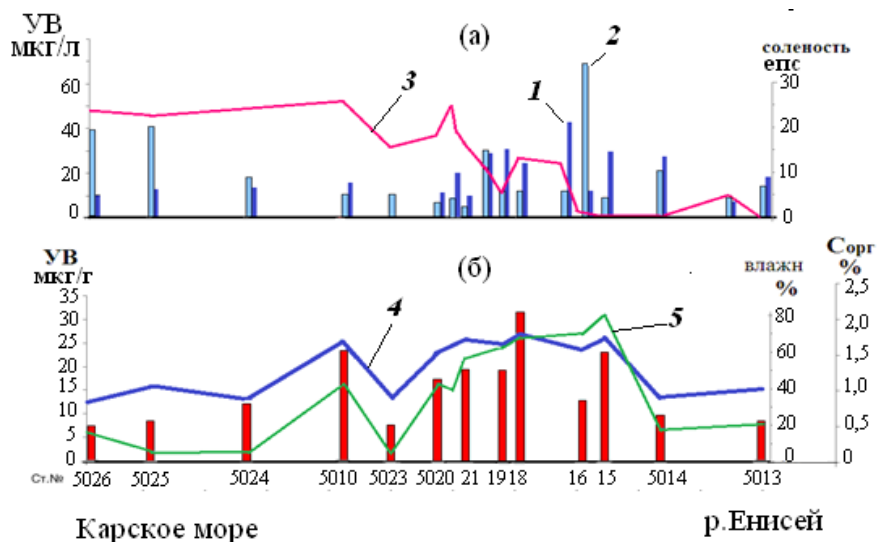


Рис. 3. Распределение на разрезе р. Енисей — Карское море в поверхностных водах концентраций (а) — УВ в растворенной (1), взвешенной (2) формах и солености (3), (б) — УВ (столбцы), влажности (4), С_{орг} (5) в донных осадках

Содержания ПАУ в маргинальном фильтре Енисея в поверхностном слое осадков изменялись от 11 до 36,2 нг/г. Максимум, как и алифатических УВ, приурочен к физико-химической зоне маргинального фильтра. Влияние нефтяных ПАУ проявлялось в речных водах в повышенной доли нафталина — 12 %. Низкомолекулярные полиарены транзитом проходят зону смешения речных и морских вод.

В маргинальном фильтре Енисея концентрации как алифатических УВ, так и ПАУ в поверхностных водах и осадках изменялись в меньшем диапазоне, чем в маргинальном фильтре Оби. Такое различие связано с характером пород, слагающих бассейны водосбора этих двух рек. В отличие от Оби, сток Енисея зарегулирован, в результате произошло снижение поступления наносов. Трансформация антропогенных УВ, транспортируемых реками, несмотря на низкие температуры в морской среде происходит быстро, так как микропланктон высоких широт активно усваивает и перерабатывает автохтонное ОВ. Кроме того, главную роль в поставке ОВ в Карское море имеет не молодое биогенное вещество, а терригенный древний материал, принесенный реками. Все это приводит к тому, что в составе алканов осадков доминируют аллохтонные природные соединения.

Следовательно, геохимический барьер река – море является фильтром, который препятствует проникновению в открытые морские районы нефтяных и пирогенных УВ. Это явление характерно для эстуарных областей Волги, Даугавы, Дуная и других рек, т.е. проявляется вне зависимости от климатических зон.

БИОХЕМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В АЛЕВРИТАХ СРЕДНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

В.М. Николаева, Э.А. Королев, О.П. Шиловский, В.В. Воробьев, Ю.Н. Осин

Казанский федеральный университет, Казань, Edik.Korolev@ksu.ru

Донные осадки морских бассейнов седиментации являются благодатной средой обитания для многочисленных микробиальных колоний с различным трофическим циклом (Никипелова и др., 2009). Потребляя питательные вещества, многие из них способствуют изменению химического состава воды, стимулируя таким образом процессы осаждения растворенного минерального вещества. В результате подобной биохемогенной аккумуляции в локальных участках водоемов происходит концентрирование рассеянных химических элементов с образованием разнообразных по морфологии агрегатов (Школьник и др., 2012; Школьник,

Жегалло, 2012). Последние способны сохраняться в осадочных породах на протяжении длительного геологического времени, свидетельствуя о наличии в ранее существовавших илистых осадках микробиальной активности.

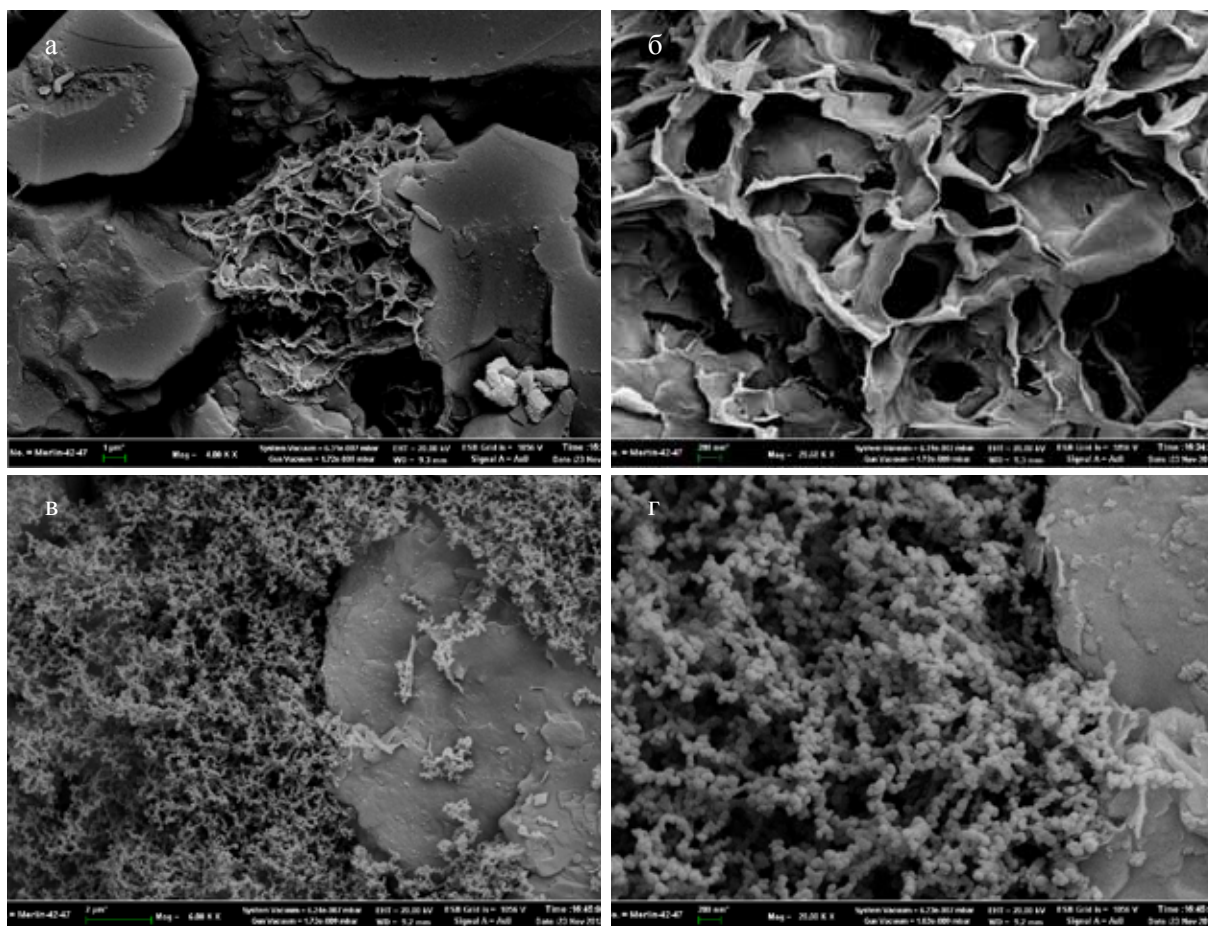
Подобные минеральные следы жизнедеятельности колоний микроорганизмов в большом количестве были обнаружены в терригенных отложениях среднеюрского возраста на территории Татарстана (северо-восточная часть Ульяновско-Саратовского прогиба). Наиболее причудливые формы биохомогенных агрегатов были встречены в слабо сцементированных глинистых алевритах, предположительно относящихся к батскому ярусу. Визуально породы характеризуются зеленовато-серой окраской, неясно-слоистой текстурой, преобладанием крупноалевритовой структуры, слабо выраженной сланцеватостью (способны раскалываться на тонкоплитчатые отдельности). По данным оптико-микроскопических и рентгенографических исследований алевриты большей частью сложены аллотигенными обломками кварца, в меньших количествах присутствуют полевые шпаты и чешуйки слюд. Обломки минералов сцементированы глинистым материалом иллит-хлоритового состава. Морфологические особенности и состав пород свидетельствуют с одной стороны о малых глубинах их образования, с другой — о преобладании в прибрежных частях морского бассейна, где формировались алевриты, восстановительного потенциала.

С учетом незначительных размеров минерализованных микробиальных колоний основным методом выявления биохомогенных агрегатов была автоэмиссионная сканирующая электронная микроскопия. Съемка поверхностей свежих сколов образцов проводилась на сканирующем электронном микроскопе MERLIN компании CARL ZEISS, совмещенном со спектрометром энергетической дисперсии Aztec X-Maxs 80 фирмы Oxford Instrumets. Разрешение спектрометра 127 эВ. Точность измерения составляет 0,1–1,0 %. Съемка морфологии поверхности и анализ фаз проводились при ускоряющем напряжении 20 кэВ в ASB-детекторе и рабочем отрезке 10 мм.

Изучение образцов глинистого алеврита показало, что в породе доминируют два основных морфогенетических типа биохомогенных агрегатов, являющиеся результатом жизнедеятельности различных видов микробиальных колоний. Несмотря на различное внутреннее строение и состав агрегатов, внешне они имеют сходный облик. В относительно крупных изометричных межзерновых порах развиваются шаровидные обособления, в щелевидных полостях — удлинненно-вытянутые. Подобная внешняя форма, очевидно, определяется возможностями свободного роста компактных колоний микроорганизмов в условиях ограниченного пространства.

В рассматриваемых породах наиболее развитыми являются сетчатые агрегаты, состоящие из хаотично переплетающихся минерализованных пленочек гликокалекса (рисунок а, б). Часть биопленок имеет вид мятой бумаги, часть скручена в волокнистые стяжи. Между плотно переплетающимися волокнами остаются свободные ячейки неправильной геометрической формы, чем обуславливают ажурную структуру биогенных агрегатов. По данным энергодисперсионного анализатора, минерализованные колонии имеют следующий состав: Mn — 36,88 %; Si — 36,28 %; O — 19,46 %; C — 2,88 %; Fe — 1,13 %; Al — 0,79 %; Mg — 0,79 %; Co — 0,7 %; Na — 0,43 %; Ca — 0,33 %; K — 0,31 %. Как видно из приведенных значений, агрегаты представлены марганцово-кремнисто-окисной минерализацией. Вероятнее всего, биопленочки замещены пиролюзит-псиломелановой и опал-халцедоновой минеральными фазами.

Второй морфогенетический тип биогенных агрегатов представлен объемными ажурными кустами, похожими на мох (рисунок в). Они состоят из многочисленных хаотично пересекающихся цепочек, сложенных микросферолитовыми телами (рисунок г). Сферолиты плотно примыкают друг к другу, часто образуя гроздь в узлах пересечения цепочек. По данным энергодисперсионного анализатора, минерализованные колонии имеют следующий состав: Si — 35,04 %; O — 24,20 %; C — 24,14 %; Fe — 6,79 %; Al — 6,27 %; K — 2,21 %, Na — 0,84 %; Mg — 0,50 %. Судя по полученным значениям, агрегаты сложены в основном опал-халцедоновой минеральной фазой с примесью окислов-гидроокислов железа. Наличие других элементов указывает на присутствие в биолитах включений органического вещества и примесных минералов, захваченных в процессе их формирования.



Анализ взаимоотношения минерализованных микробиальных форм с окружающими компонентами породы позволяет сделать выводы, что колониальные сообщества микроорганизмов извлекали минеральные вещества не только из поровых растворов, но и из твердых аллотригенных зерен, с которыми они контактировали. На выше приведенных фотографиях (рисунок б, г) отчетливо видно, как биопленки и микросферолиты внедряются внутрь обломков полевых шпатов. Очевидно, алюмосиликаты являлись для микроорганизмов одновременно и твердым субстратом, по которому они развивались, и источником питательных элементов. Судя по особенностям минерализации и строению биогенных агрегатов, микробиальные колонии состояли из различных биотических групп организмов. В одних сообществах доминировали металлофиксаторы (бактерии типа *Metallogenium*), в других — силикатные гетеротрофы. Различная специфика трофического цикла предопределила накопление в местах обитания первых микробиальных колоний марганцево-кремнистого вещества, во вторых — преимущественно кремнистого.

Таким образом, выявленные биоморфозы в глинистых алевролитах свидетельствуют об активном участии микробиологических процессов в формировании терригенных отложений юрского возраста на территории Татарстана.

Литература

Никипелова Е.М., Ставицкая С.С., Николенко С.И., Миронюк Т.И. Микробный состав и бактерицидные свойства биоконплексов природного происхождения и их углеродных композитов // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. «Биология, химия». 2009. Т. 22 (61). № 4. С. 322–331.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А. Об условиях формирования некоторых железных руд Удскошантарского бассейна, Дальний Восток // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 3. С. 59–68.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Батурич Г.Н. и др. Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 472 с.

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА УРАЛА

Н.Ю. Никулова

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

Для прогнозирования рудопроявлений золота, редких и редкоземельных элементов и других полезных ископаемых, приуроченных к базальным горизонтам уралит, имеет большое значение установление вещественного состава отложений, выяснение обстановок их накопления и преобразования в пространстве и во времени, установление последовательности и физико-химической направленности процессов, оказавших влияние на современный облик пород. Выявление последних возможно путем стадийного анализа, основы которого заложены в работах Л.В. Пустовалова (1940, 1956), Н.М. Страхова (1962), Н.В. Логвиненко (1968, 1987), А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова (1976, 1995), активно развивающегося в настоящее время О.В. Япаскуртом (1995, 2008) и А.А. Махначом (2000). Выявленная посредством стадийного анализа литогенетическая зональность хорошо прослеживается в «тектонических впадинах с относительно стабильными режимами прогибания и, насколько возможно, с минимальными признаками каких-либо эндогенных воздействий на породы» (Япаскурт, 2008, с. 47). В складчатых областях такая зональность, как правило, не устанавливается, а изменение вещественно-структурных характеристик осадков происходит под воздействием многочисленных разобщенных во времени факторов, в том числе и локальных метаморфических и метасоматических процессов, связанных с многофазными тектоно-магматическими активизациями.

Базальные горизонты уралит подверглись региональному метаморфизму в результате герцинской тектоно-магматической активизации, на который наложены локальные проявления метаморфизма, связанные с разрывными нарушениями, камуфлирующие предшествующие диагенетические и катагенетические преобразования. Толща нижнепалеозойских терригенных отложений субмеридианально протягивающаяся вдоль всего западного склона севера Урала, представлена разнообразными литологическими, генетическими и фациальными типами морских и континентальных отложений¹, с размывом и стратиграфическим (реже и с угловым) несогласием залегает на подстилающих отложениях доуралит, в кровле которых присутствуют фрагментарно сохранившиеся осадки древней коры выветривания. В редких случаях, на наименее измененных участках разреза удастся выявить первичные особенности исходного осадка и проследить характер и стадийность его эпигенетических изменений.

В результате изучения шлифов выделены характерные структуры растворения и регенерации, элизионного и регрессивного катагенеза, крустификационные структуры позднего катагенеза и метагенеза, стрессовые структуры метагенеза или начального метаморфизма, бластические структуры начального метаморфизма и структуры метаморфической дифференциации.

Происхождение наиболее ранних структур растворения, на которые наложены процессы диффузионно-метасоматического замещения, обусловлено кислотным выщелачиванием в кембрийской коре выветривания. Такие структуры характерны для обломков минералов и пород в отложениях алькесвожской толщи (C_3-O_1 al). Рентгено-дифрактометрическим анализом установлено присутствие в породах мусковита, парагонита и пиррофиллита (Никулова, 2008).

Результатом катагенетических преобразований начальной стадии стали структуры коррозии в сочетании с каймами регенерированного кварца, образующими конформные

¹ С юга на север выделены следующие региональные стратиграфические подразделения нижнепалеозойских отложений: тельпосская свита (O_1 tp) — от р. Печоры до р. Щугера; обеизская свита (O_1 ob) — от р. Щугера до р. Грубею. На Северном и Приполярном Урале локально распространены континентальные отложения алькесвожской (C_3-O_1 al) толщи, выполняющие депрессии допалеозойского рельефа и сформировавшиеся в значительной степени за счет переотложения материала древней (кембрийской?) коры выветривания. На Полярном Урале нижнепалеозойские толщи, представленные осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, объединены в манитаньрдскую серию (C_3-O_1 mp), включающую бадьяшорскую (C_3-O_1 bd), усинскую (O_1 us) и малопайпудынскую (O_{1-2} mp) свиты.

границы минеральных индивидов и отделенными от основного зерна тончайшей «пленкой». Кварцевые каймы в результате дальнейших преобразований часто приобретают зубчатые ограничения, характерные для начального этапа рекристаллизационно-грануляционного бластеза в стадию раннего метагенеза.

Структуры регрессивного эпигенеза формируются при участии подземных вод на участках, испытавших череду погружений и поднятий или тектонических смещений, и появляются в рекристаллизации карбонатов.

Развитие процессов коррозии и диффузионного замещения в породах, претерпевших изменения в раннем катагенезе, продолжилось в стадию позднего катагенеза, в результате чего сформировались структуры, обусловленные давлением, — инкорпорационные границы между соседними зернами.

В породах, претерпевших значительные катагенетические преобразования, растворение сопровождается образованием крустификационного слюдистого цемента.

Если в рассмотренных выше случаях стадийность постдиагенетических изменений более или менее очевидна, то интерпретация более сильных преобразований неоднозначна. В изученных породах широко развиты структуры диффузионного замещения: крустификационные каймы вокруг обломочных зерен и шиповидные вроски слюды в края регенерированных кварцевых зерен. О.В. Япаскурт отмечает, что такие преобразования могут иметь двойственный генезис: «...в осадочных бассейнах с изначально высокими термическими градиентами, ставшими впоследствии складчатыми сооружениями, имеют место два конвергентно схожих, но генетически разных вида метагенеза. Первый относится к ряду погружений, второй — динамотермальной активизации» (Япаскурт, 1995, с. 35). Учитывая особенности геологического строения Урала, можно считать, что здесь преобладали процессы второго типа — метаморфические и метасоматические изменения, обусловленные в первую очередь тектоническими факторами.

Стрессовые структуры метагенеза или метаморфизма зеленосланцевой фации — направленная коррозия и регенерация — представлены «хвостатыми» зернами. В метапесчаниках часто наблюдается межзерновой кливаж, возникший при сколе и смещении частей, сопровождающийся линзовидной слоистостью, а также кристаллизационная сланцеватость.

Для монокварцевых пород, переходных от песчаников к кварцитам, ведущее значение приобретает диффузия, приведшая к развитию рекристаллизационно-грануляционного бластеза, в результате которого большинство зерен приобретают зубчатые, изрезанные контуры. Часто границы отдельных минеральных индивидов почти не прослеживаются. Изрезанные, лапчатые контуры являются следствием наложения стрессовых напряжений на уже сформировавшийся кварц горных пород (Симанович, 1978). Конечная стадия перекристаллизации характеризуется появлением гранобластовых структур — неравномернозернистой или мозаичной. Очень редко в тонкозернистых разновидностях пород наблюдаются линзовидно-сегрегационные текстуры.

Вторичные изменения акцессорных минералов выражены замещением и регенерацией. Индикатором раннекатагенетической стадии преобразования является терригенный биотит, по плоскостям спайности замещенный тонкодисперсным глинистым веществом. В породах, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм, широко развита альбитизация плагиоклазов, сопровождающаяся частичным замещением плагиоклаза кварцем или образованием плагиоклазовых же регенерационных кайм, реже отмечается замещение эпидота хлоритом. У окатанных зерен циркона наблюдаются регенерационные каймы цирконового же состава, аналогичные образования наблюдаются и у турмалина.

Формирование современного вещественно-структурного облика отложений базальных толщ палеозоя на Севере Урала происходит под воздействием многочисленных факторов, среди которых главную роль играли процессы, обусловленные тектонической позицией региона. Все породы были в той или иной степени затронуты метаморфическими изменениями, очень редко удается наблюдать структуры, которые можно однозначно интерпретировать как дометаморфические — это структуры растворения, гравитационной коррозии и регенерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 12-У-5-1025 «Закономерности осадконакопления позднекембрийско-

раннеордовикского рифтогенного этапа развития и фациальная зональность нижнепалеозойских отложений западного склона севера Урала».

Литература

- Николова Н.Ю. Литологический состав отложений базального горизонта уралид на г. Маяк (Приполярный Урал) // Литосфера. 2008. № 5. С. 113–116.
- Симанович И.М. Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 153 с.
- Япаскерт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.
- Япаскерт О.В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования: Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОР ЭТАПНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНГЛОБРЕКЧИЙ (Р. МАЛАЯ КАРА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н.Ю. Николова, В.Н. Филиппов, И.В. Швецова

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

Конглобрекчии, маркирующие границу континентальных гравелитов алькесвожской толщи (C_3-O_1al) и морских песчаников бадьяшорской свиты (C_3-O_1bd), вскрываются в разрезе в верховье р. Малая Кара (Полярный Урал). Конглобрекчии содержат до 20 об. % неокатанных и слабоокатанных обломков кварца, роговиков и риолитов, а также ярко-зеленых обломков мелкокристаллических метасоматитов с брошантитом. Описание разреза приводится на основе полевого описания В.С. Озерова (2009), обнаружившего необычные брекчии и любезно предоставившего нам для изучения каменный материал. Большинство обломков пород или совсем не содержат или содержат единичные зерна рудных минералов, основная масса которых сосредоточена в заполнителе конглобрекчии, а брошантит в обломке метасоматита развивается в межзерновом пространстве по рудным минералам.

В составе тяжелых фракций преобладают устойчивые к выветриванию минералы: циркон, рутил, лейкоксен, апатит, хромит, ильменит, гематит, магнетит. В знаковых количествах отмечается титанит, эпидот, ковеллин, халькозин, брошантит и медистое золото. Из этого минералогического спектра наиболее информативными индикаторами потсдиагенетических процессов являются рудные минералы. Интерпретация таких преобразований на основе стадиального анализа (Япаскерт, 2008) позволяет получить информацию о важном рубеже в геологической истории региона, ознаменовавшемся его структурно-тектонической перестройкой. Глобальные события и их механизмы нашли отражение во всех иерархических уровнях организации и эволюции вещества, в том числе в составе минеральных парагенезов и типоморфных особенностях отдельных минералов.

Гематит, встреченный во всех пробах, представлен таблитчатыми кристаллами и зернами микрокристаллического строения со скульптурами растворения и примазками слюды на поверхности, появившихся в результате гипергенных преобразований в древней коре выветривания. В гематитах обоих морфотипов TiO_2 составляет от 0,48 до 3,32 мас. %, что, как и присутствие микровключений эпидота в новообразованных таблитчатых кристаллах, указывает на их базитовый источник.

Хромит представлен в различной степени окатанными кристаллами и зернами со скульптурами растворения на поверхности. Изучение состава поверхности хромитов показало, что они содержат: Cr_2O_3 — 39,77–60,55; Fe_2O_3 — 15,43–35,85; Al_2O_3 — 3,35–18,08; ZnO — 4,33–17,51; MnO — 1,10–5,52. Особенностью хромитов является то, что значительное содержание цинка (до 15 мас. % ZnO) фиксируется лишь на поверхности и в микротрещинах, а в центральных частях зерен он или отсутствует, или составляет не более 3,49 мас. %.

Мы полагаем, что исходный состав минерала — это центральные части зерен. Присутствие следов растворения на поверхности и дифференциации состава внутри зерен хромитов

указывают на их преобразование в коре выветривания, куда они попали в виде в различной степени окатанных зерен, уже высвобожденных из магматических пород. Источником изученных хромитов могли быть вулканы основного или ультраосновного состава.

Ильменит встречается в виде частично лейкоксенизированных черных пластинчатых и таблитчатых кристаллов и зерен с выветрелой поверхностью и имеет следующий состав: TiO_2 — 30,70–48,54; Fe_2O_3 — 51,48–60,22; V_2O_5 — 0,0–0,8 мас. %.

Титаномагнетит представлен черными слабо окатанными часто искаженными октаэдрами (до таблитчатых) с выщелоченными поверхностями граней. Проанализированное зерно титаномагнетита имеет состав: TiO_2 — 11,33; Fe_2O_3 — 84,93; Al_2O_3 — 2,99; SiO_2 — 0,75 мас. %.

Сульфиды — ковеллин и халькозин — часто встречаются в виде сростков таблитчатых и пластинчатых кристаллов. Ковеллин (CuS) представлен черными, иногда с синеватым оттенком пластинчатыми зернами, часто слоистого строения за счет совершенной спайности по {001}. Халькозин (Cu_2S) слагает таблитчатые кристаллы и пластинчатые зерна черного цвета, часто развивающиеся по поверхности зерен ковеллина. В зернах сульфидов отмечаются включения брошатита ($\text{CuSO}_4 \cdot 3(\text{OH})_2$), который встречается и в виде бледно- и серовато-зеленых зерен. По данным рентгеноструктурного анализа, межплоскостные расстояния (d) на рентгенограмме 6,40; 5,37; 3,91; 3,20; 2,68; 2,52 (ДРОН, аналитик к.г.-м.н. Б.А. Макеев) соответствуют эталонным. Брошатит широко распространен в обломках метасоматитов.

Золото из конглобрекций представлено разнообразными сростками плоских удлиненно-пластинчатых, пластинчатых тетрагональных и треугольных кристаллов (рис. 1, 2). Поверхность золотин часто ступенчатая, выщелоченная кавернозная и мелкоямчатая, иногда с отпечатками слюды и микровключениями кварца, гематита, эпидота и ксенотима (рис. 2б). Включения несколько утоплены в приповерхностной зоне, что свидетельствует об одновременном аутигенном происхождении. Вне зависимости от формы, по составу примесей выделяются три разновидности золота. Самую многочисленную группу (15 зерен из 21) составляют золотины, содержащие от 7,61 до 21,33 мас. % меди при отсутствии или малом содержании (до 1,61 мас. %) серебра (рис. 2в, г). Второй тип содержит медь и серебро примерно в равных количествах (до 3,0 мас. %). Одно зерно представлено высокопробным золотом с примесью только серебра (обр. 03–2–7).

Для золота из коренных нижнепалеозойских золотопроявлений Приполярного и Полярного Урала такое содержание меди не типично. В нем медь составляет, как правило, до 2 (редко до 4,55) мас. %, часто отмечаются также серебро, ртуть и палладий (Тарбаев и др., 1996; Ефанова и др., 1999; Ефанова, 2001; Кузнецов и др., 2001; Никулова и др., 2003; Никулова и др., 2006; Жарков, Степанов, 2007). Все случаи обнаружения золота с примесью более 3 мас. % Cu связаны с метасоматитами по ультраосновным породам. Ближайшие места находки медистого золота описаны А.М. Пыстиным с соавторами в докембрийских

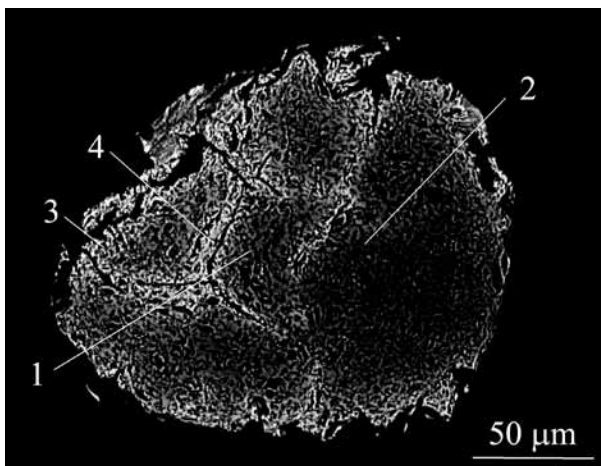


Рис. 1. Хромит с цинкистой каймой (светлое), обр. 243–03–1, изображение в упругоотраженных электронах, цифрами обозначены точки, в которых сделаны замеры

пироксенитах Войкаро-Сыненского массива, где минерализация связана с внедрением габбровых интрузий в клинопироксениты докембрийского основания уралитид и последующей серпентинизацией (Пыстин и др., 2007; Пыстин и др., 2010). По мнению В.С. Озерова и соавторов, «на роль коренных источников терригенного золота могут претендовать золото-медные рудопроявления гидротермально-метасоматического типа, связанные со становлением интрузий диоритов кызыгейского (RF_3 – V_{kz}) комплекса» (Озеров и др., 2010).

Золото из подстилающих алькесвожскийх гравелитов по морфологии и составу сходно с золотом из брекчий — 8 из 18 изученных золотин медистые (Cu от 9,48

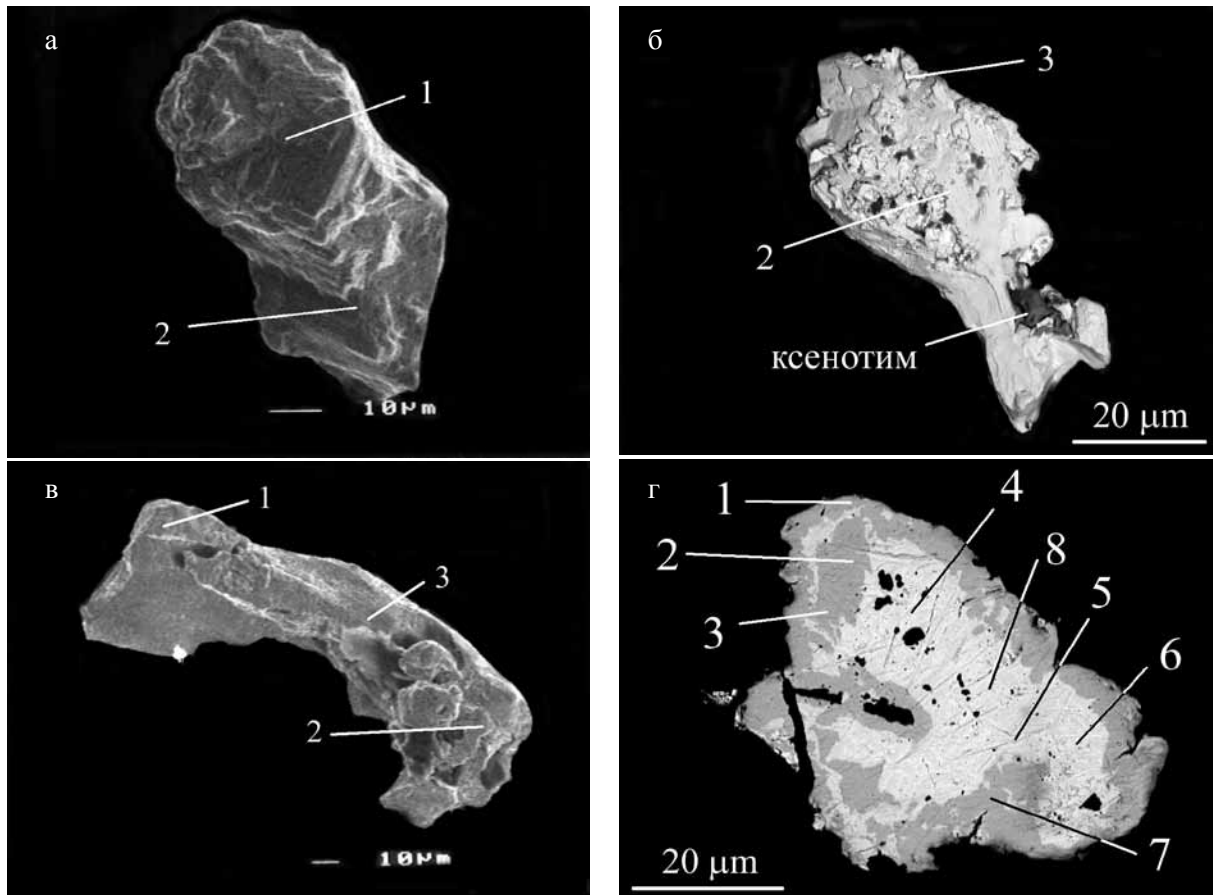


Рис. 2. Золото из конглобрекций: а — зерно, сложенное субпараллельными пластинчатыми микрокристаллами, обр. 09–03–3; б — зерно с включением ксенотима (P_2O_5 29.93, Y_2O_3 53.93, Dy_2O_3 2.32, Er_2O_3 2.38, Yb_2O_3 2.53, CuO 0.83), обр. 09–03–4 (изображение в режиме упругоотраженных электронов); г — удлинненно-пластинчатое зерно с плоскими субиндивидами на поверхности, обр. 09–04–12; д — внутреннее строение обр. 09-04-12. Цифрами обозначены точки, в которых были проведены замеры

до 19,44 мас. %). В трех зернах содержится медь (до 2,89 мас. %) и серебро (до 4,83 мас. %), в пяти — только серебро (до 9,96 мас. %). Одно зерно с непостоянным составом содержит серебро (7,75–12,01 мас. %), медь (0–1,15 мас. %) и палладий (0–1,83 мас. %).

Золото с примесью меди, меди и серебра, меди серебра и палладия аналогично алькесвожскому золоту Кожимского рудного узла (Тарбаев и др., 1996; Ефанова и др., 1999; Ефанова, 2001; Кузнецов и др., 2001; Никулова и др., 2003; Никулова и др., 2006), Тельпосского района (Жарков, Сепанов, 2007) и проявлению в междуречье рр. Мал. Кара и Мал. Уса, в 10 км к югу (Никулова, Сиванова, 2008; Никулова, 2010). Источником такого золота считаются субинтрузивные тела риолитов ранневендского возраста. Таким образом, во время формирования как гравелитов, так и конглобрекций существовало как минимум два источника первичного кластогенного золота.

По характеру распределения примесей внутри зерен также выделяются три разновидности золота: 1 — состав примесей в центральной и краевой частях зерна одинаковый (4 зерна); 2 — незначительное увеличение содержания золота и, соответственно, уменьшение меди в приповерхностной зоне (2 зерна); 3 — содержание меди заметно увеличивается от центра к краю (4 зерна).

Наличие у золотин высокопробных кайм является признаком гипергенного преобразования, поэтому можно предположить, что золотины, состав которых не изменяется от центра к краю, находились в составе обломков пород. Часть золотин высвободилась из обломков в ходе их дезинтеграции в диагенезе и претерпела незначительные изменения состава, а еще одна часть, у которой наблюдается увеличение содержания меди на поверхности, попала в породу после того, как побывала в кембрийской коре выветривания. Можно

предположить, что состав таких зерен формировался в два этапа. На первом этапе из зерен, уже высвобожденных из рудоносных метасоматитов, за время их пребывания в коре выветривания были вынесены медь и серебро и образовалась высокопробная кайма. Затем, в результате воздействия гидротермальных растворов, произошло обогащение медью поверхностной зоны золотин. Одновременно происходило образование ассоциирующих с золотом сульфидов меди — ковеллина и халькозина. По мнению В.С. Озерова, возраст рудоносных гидротерм средне- и позднепалеозойский (Озеров и др., 2011). Предположение о среднепалеозойском возрасте совпадает с нашими представлениями о возрасте Cu-Au оруденения, полученном по результатам U-Pb датирования детритных цирконов для кряжа Манитанырд. Мы полагаем, что повышенное, по сравнению с алькесвожскими гравелитами, содержание золота в конглобрекциевом горизонте объясняется вкладом т.н. «контейнерного» золота из неразрушенных обломков пород, редких в гравелитах. Алькесвожские гравелиты, подстилающие конглобрекции, сульфитов не содержат. Рудные минералы представлены в них хромитом, ильменитом, лейкоксеном и золотом.

В составе конглобрекций, слагающих пограничные слои между континентальными и морскими отложениями в основании палеозойского разреза, выявлено присутствие минералов трех генераций. К первой относятся оксиды, получившие изменения внешнего облика и состава в гипергенных условиях: хромит, ильменит, магнетит, часть гематита и золота. Во вторую группу входят сульфиды: халькозин и ковеллин — и часть гематита. В третью — брошантит. Гидротермальные постседиментационные изменения привели к значительному изменению исходных составов терригенных минералов и образованию новых. Основным источником терригенных рудных минералов и источником вещества для новообразованных сульфидов являются серпентинизированные основные поздневендские интрузии, располагающиеся в поле рифейских основных вулканитов бедамельской серии. Образование конглобрекций, маркирующих окончание континентального развития территории, происходило в основании приподнятых блоков при локальных малоамплитудных тектонических подвижках, сопровождавших перестройку общего структурного плана территории подвижной континентальной окраины. Выявленные типоморфные особенности рудных минералов позволяют говорить о многоэтапных преобразованиях, определивших современный облик пород, а присутствие хромитов с цинковой каймой можно рассматривать как один из диагностических признаков потенциальной золотоносности терригенных нижнепалеозойских отложений.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 12-У-5-1008 «Редко- и благороднометальная минерализация осадочного генезиса в нижнепалеозойских толщах севера Урала».

Литература

- Ефанова Л.И.* Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлоносность: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 24 с.
- Ефанова Л.И., Повонская Н.В., Швецова И.В.* Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский // Геология Европейского севера России. Сыктывкар. 1999. № 4. С. 102–125.
- Жарков В.А., Степанов О.А.* Золото района горы Маяк (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информационные материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 56–58.
- Кузнецов С.К., Тарбаев М.Б., Ефанова Л.И., Чупров Г.В.* Золото коренных проявлений в Кожимском районе Приполярного Урала // Сыктывкарский минералог. сборник № 31. Сыктывкар, 2001. С. 1–133.
- Макеев А.Б., Ефанова Л.И., Филиппов В.Н.* Манганоцинкохромит и манганоцинкоаломохромит Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сборник № 28. Сыктывкар, 1999. С. 165–171.
- Никулова Н.Ю.* Минералы палладия в золоте из базальных горизонтов уралитид на хр. Саури-Пэ (Полярный Урал) // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Мат-лы Всероссийск. Минералогич. Семинара с международн. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 6–7.
- Никулова Н.Ю., Ефанова Л.И., Швецова И.В., Казачкин М.Ю.* Золото в нижнеордовикских терригенных породах на Приполярном Урале // Уральский геологический журнал. 2003. № 5 (35). С. 77–90.

Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В., Боброва Ю.А. Золото-редкоземельная минерализация в алькесвожских псефитах участка «Руины» (Приполярный Урал) // Вестник ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2006. № 12 (144). С. 2–6.

Никулова Н.Ю., Сиванова Л.М. Геохимические особенности пород зоны межформационного контакта уралид/доуралид на хребте Саури-Пэ (Полярный Урал) // Вестник ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 3. С. 12–15.

Озеров В.С., Озерова Э.Н., Игнатович О.О. Новые данные по геологии раннепалеозойских метаморфизованных россыпей золота на Севере Урала // Уральский геологический журнал. 2011. № 6. С. 21–28.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Потапов И.Л. Новый тип золото-платинометального оруденения на Полярном Урале // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 2 (2). Сыктывкар. С. 48–53.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Ронкин Ю.А. Медно-благороднометальная минерализация в докембрийских клинопироксенитах на Полярном Урале // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С. 329–331.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 15–30.

Янаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учебное пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА С ПОМОЩЬЮ АВТОМАТИЧЕСКИХ ГЛУБИННЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ В БЕЛОМ МОРЕ

**А.Н. Новигатский, А.П. Лисицын, В.П. Шевченко, А.А. Клювиткин,
М.Д. Кравчишина, А.С. Филиппов, Н.В. Политова**

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

Введение. Потоки вещества в толще вод от поверхности до дна являются прямой (инситу) основной количественной характеристикой при изучении осадкообразования, позволяют в динамике и во времени изучать процессы современной седиментации рассеянного вещества и его преобразования при прохождении через водную толщу. Возникает возможность измерять количество и состав вещества, поступающего на дно (Лисицын, 2001). Поток определяется количеством вещества, проходящего через единицу площади в единицу времени ($\text{мг}/\text{см}^2/\text{сутки}$, $\text{г}/\text{м}^2/\text{год}$), и соответствует абсолютной массе осадконакопления. Изучение рассеянного осадочного вещества в толще вод обеспечивается внедрением в практику исследований седиментационных ловушек разных типов, которые являются важными частями глубинных автоматических седиментационных обсерваторий — станций круглогодичного изучения водной толщи на разных глубинах. Седиментационная обсерватория — это (кроме ловушек) серия приборов для непрерывного и синхронизированного во времени изучения вертикальных потоков осадочного вещества, изменений прозрачности (мутности), определения скорости и направления течений и многих других параметров (Лисицын, 2010).

Материалы и методы. Сбор рассеянного осадочного вещества методом глубинных автоматических седиментационных обсерваторий в Белом море выполняется, начиная с 2000-го года по настоящее время, в рамках проекта «Система Белого моря» (Лисицын, 2010). Всего было поднято 17 седиментационных обсерваторий разной комплектации с седиментационными ловушками разных систем и измерителями течений (рис. 1). За время исследований получено около 200 проб осадочного материала из седиментационных ловушек с разных горизонтов и экспозицией в пределах года (интегральные потоки). Для анализа полученного материала привлекались данные по массовой концентрации взвеси, данные гидрооптического и гидрофизического зондирования водной толщи, сведения о течениях и внутренних волнах, полученные с помощью доплеровских и механических измерителей течений.

Результаты и обсуждение. Из поднятых седиментационных обсерваторий три находились в зоне структурных фронтов Белого моря – Северного (граница Бассейн-Горло)

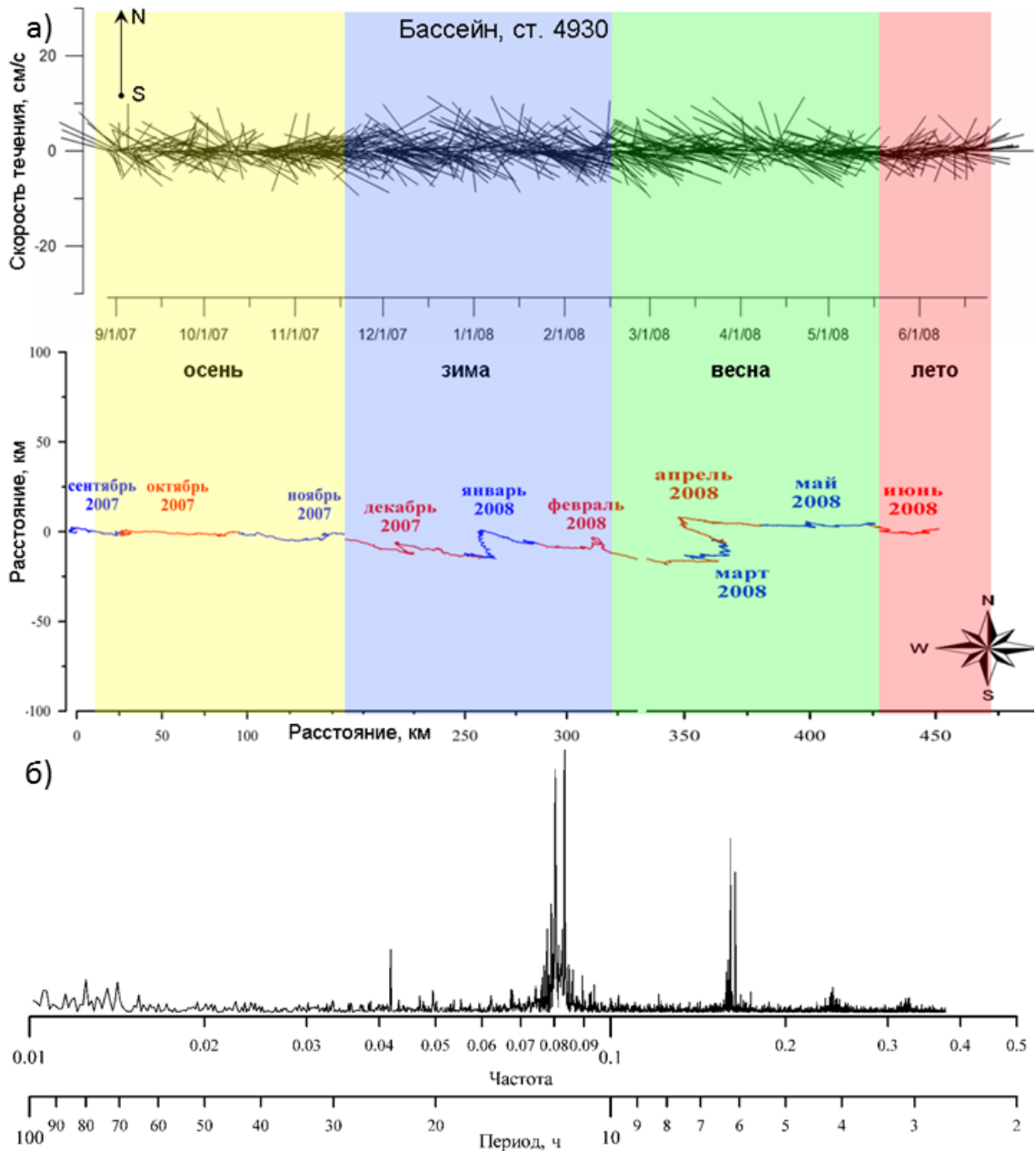


Рис. 3. Результаты круглогодичных измерений придонных течений на ст. 4930, Бассейн: а) верхний график показывает векторы скоростей течений, нижний график — преобладающий перенос водных масс в течение года; б) спектр возмущений скорости течений

горизонтах Двинского залива течения достигали 25 см/с. Результирующий вектор скорости латерального движения придонных водных масс в течение года в среднем составляет 1,5 см/с. Приведенные исследования свидетельствуют о наличии устойчивых придонных течений в Белом море, приводящих к образованию нефелоидных слоев. С большими перспективами для исследований метод автоматических глубинных седиментационных обсерваторий открывает возможность для проведения круглогодичного изучения морей Российской Арктики, основную часть года покрытых льдом и недоступных для исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00087, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 23, 10.1 и ОНЗ РАН № 5 Микро- и наночастицы в Мировом океане (рук. ак. А.П. Лисицын), гранта ведущих научных школ НШ-618.2012.5.

Литература

- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 240 с.
- Каган Б.А., Романенков Д.А. Влияние гидродинамических свойств морского дна на динамику приливов в прямоугольном бассейне // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42, № 6. С. 843–851.
- Каган Б.А., Тимофеев А.А. О диссипации бароклинной приливной энергии и диапикническом перемешивании в Белом море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47, № 5. С. 693–700.
- Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Карабашев Г.С. Оптические методы в океанологии и морской геологии // Новые идеи в океанологии. Т. 1. М.: Наука, 2004. С. 118–167.
- Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 264 с.
- Лисицын А.П. Потоки вещества и энергии во внешних и внутренних оболочках Земли // Глобальные изменения. Новосибирск: Наука, 2001. С. 163–248.
- Лисицын А.П., Шевченко В.П., Немировская И.А., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Филиппов А.С. Развитие четырехмерной океанологии и создание фундаментальных основ комплексного мониторинга морских экосистем (на примере Белого моря) // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. М.: Научный мир, 2010. 630 с.
- Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 309–379.
- Серебряный А.Н., Пака В.Т., Корж А.О. Исследования с помощью ADCP течений и внутренних волн в Белом море. // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 245–250.

РОЛЬ БИОТЫ В НАКОПЛЕНИИ И ПРЕОБРАЗОВАНИИ ОКСИДОВ И ГИДРОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В.М. Новиков¹, Н.С. Бортников¹, Н.М. Боева¹, А.Д. Слукин¹, Е.А. Жегалло²,
А.П. Жухлистов¹, С.В. Соболева¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, novikov@igem.ru

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

Одной из особенностей кор выветривания (КВ) является широкое развитие в них микробиальных форм (бактерий, биопленок, бактериальных матов, гликокаликса), участвующих в образовании минералов оксидов и гидроксидов железа. Их максимальные концентрации сосредоточены в самой верхней, латеритной зоне, точнее, в подпочвенном горизонте, называемом кирасой или дурикрастом. Взаимосвязь биогенных и абиогенных процессов в КВ приводила к появлению морфологически разнообразных продуктов и ультрадисперсных модификаций биоминералов железа с нестандартными магнитными свойствами (Бортников и др., 2011). В данном сообщении приводятся результаты изучения биогенных наномагнетита, наногематита и наногетита из КВ базальтов Южного Вьетнама и кондалитов Индии. Исследования проводились с помощью СЭМ CamScan-4 (Cambridge) и TESCAN VEGA ПХМУ (Tescan), ПЭМ JEM 2100, микроанализ проводился с помощью приставки для рентгеновского энергодисперсионного анализа X-Max (Oxford Instruments, Великобритания, установки синхронного термического анализа STA 449 F1 Jupiter (чувствительность весов — 1 нг, скорость нагревания образцов — 10 град/мин).

Биомагнетит установлен в кирасе бокситоносной КВ базальтов месторождения Баолок (Бортников и др., 2013). Минерал формирует пирамидальные колонии в кратерообразных полостях зональных конкреций. Колонии сложены цепочками коккоидов, образующих, в свою очередь, ступенчатые слои прямоугольной формы, площади которых к вершине пирамиды уменьшаются. К бокам основной пирамиды прирастают подобные более мелкие «дочерние

конструкции». В результате колония приобретает ясно выраженный пирамидальный облик (рис. 1).

Подобные морфологические образования биогенного наномагнетита не были отмечены ранее в многочисленной литературе, посвященной его природным аналогам. Коккоиды при небольших увеличениях выглядят как однородные с гладкой поверхностью сферические выделения размером 1,5–2 мкм. Однако при большем увеличении среди окружающего их аморфного вещества видны поликристаллические структуры. Изучение образцов в ПЭМ подтвердило биогенную природу наномагнетита. Он представлен объемными дендритами размером около 1x2 мкм. Чаще им свойствен нерезкий «размытый» облик, что подтверждает наличие органической пленки, облекающей поверхность минерала. Также наблюдаются четкие картины сложных «цепочек» из частиц с неровными «затупленными» краями. При большем увеличении видно, что последние представляют собой микродрузы ясно выраженных кубических кристаллитов размером 40–60 нм (рис. 2). Дифракционные картины различным образом ориентированных нанокристаллов содержат кольцевые отражения со значениями $d(hkl)$, соответствующие магнетиту. На термогравиметрических кривых исследуемых образцов в интервале 800–1050 °С наблюдается статистически значимая прибавка веса вещества (от 0,05 до 0,27 %), свойственная поведению магнетита при нагревании.

Биогематит в КВ Вьетнама образует сферические, веерообразные и фрамбоидальные формы. Наблюдения в СЭМ позволяют предположить, что их формирование происходило в результате последовательной раскристаллизации аморфного вещества (рис. 3). Веерообразные формы

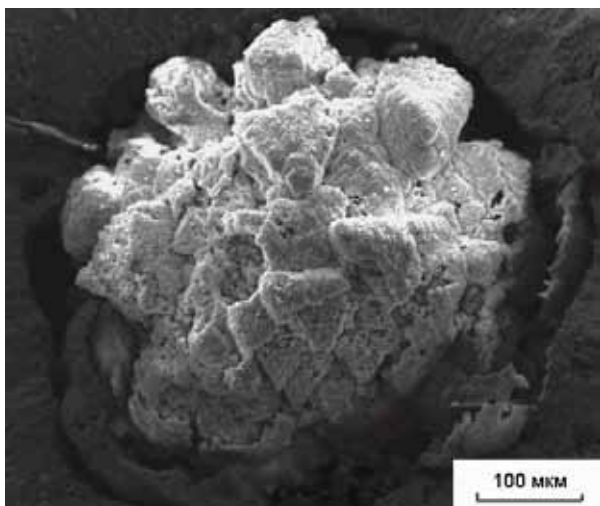


Рис. 1. Пирамидальная колония биомагнетита

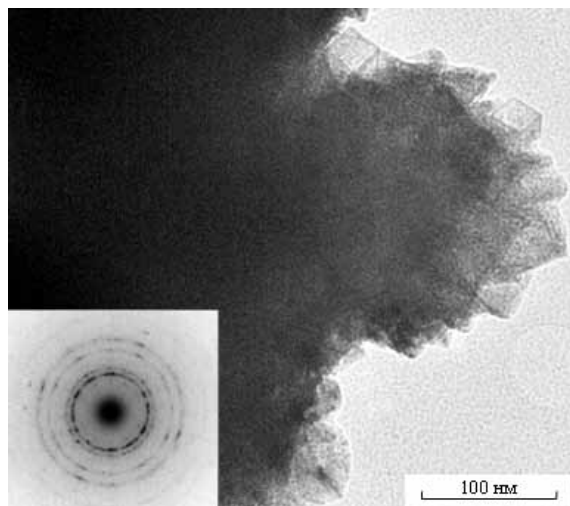


Рис. 2. Фрагмент биогенного наномагнетита.
На врезке электронограмма

имеют размеры от долей до одного – полутора микрон и сложены взаимно прорастающими дисками толщиной менее 100 нм. Такая морфология гематита обязана двойникованию слагающих его дисков. В простейшем случае формируются индивиды, состоящие из четырех или шести пластин, расположенных друг относительно друга соответственно через 90° или 60°. Вместе с тем веерообразным формам свойственно и гораздо более сложное двойникование (рис. 4). Изображения, полученные в ПЭМ, демонстрируют срастания гематитовых эллипсоидов, отдельных цельных дисков (размером до 0,6x1,2 мкм) и их половинчатые обломки. Как видно на краевых частях этих образований, они полностью состоят из множества частиц размером 20–30 нм. В местах разлома в центре дисков слагающие их частицы имеют толщину 30–40 нм. В электронограмме дискретные рефлексы со значениями межплоскостных расстояний 2,70; 2,52; 1,59; 150; 1,35 Å отвечают, соответственно, индексам 104, 110, 118, 214, 208. Данная дифракционная картина свойственна ориентировке кристалла гематита плоскостью (445) перпендикулярно первичному электронному пучку. Таким образом, согласно полученным дифракционным картинам, наночастицы имеют одинаковую ориентировку, подобную монокристаллам гематита (рис. 5). Изученные образцы характеризуются близким атомным составом, представленным

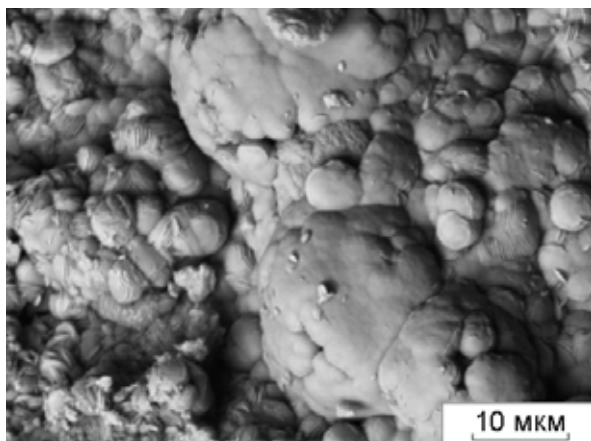


Рис. 3. Формы аморфных и раскристаллизованных оксидов железа

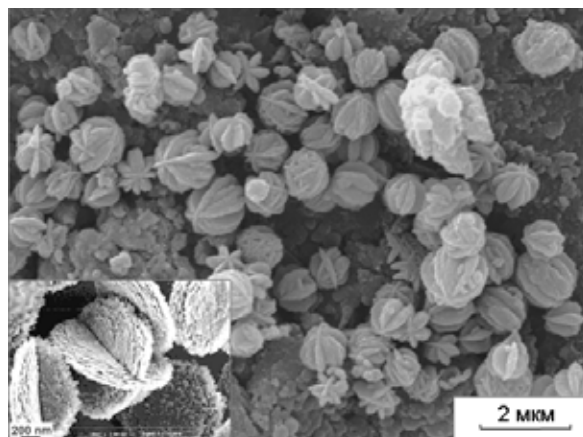


Рис. 4. Сложные двойники эллипсоидальной формы биогенного наногематита. На врезке синтезированный гематит (Fischer and Schwertmann, 1975)

в основном Fe и небольшим количеством Al, Si и Mn. Кристаллохимическая формула отвечает $\text{Fe}_{1,84}\text{Al}_{0,07}\text{Si}_{0,06}\text{Mn}_{0,03}\text{O}_3$. Согласно литературным данным, эксперименты по синтезу гематита показывают значительную (если не определяющую) роль органического вещества в формировании структурно-морфологических разновидностей и размеров индивидов минерала. В частности, изучалось образование гематита из аморфной гидроокиси трехвалентного железа в водной среде при pH 6 и температуре 70 °C в присутствии и отсутствии оксалата аммония (Fischer, Schwertmann, 1975). С помощью электронной микроскопии было установлено, что в первом случае образовывались эллипсоиды, сложенные агрегатами гексагональных кристаллов гематита размером 50–100 Å. Являясь матрицей для гидроокиси железа, оксалат ускорял образование центров кристаллизации минерала. В его отсутствии мелкие аморфные частицы слипались в агрегаты, которые затем превращались в дефектные монокристаллы гематита. Таким образом, было установлено, что оксалат аммония вызывает изменение как внешней формы, так и внутренней структуры минерала. В более поздних опытах дискообразные и эллипсоидальные формы гематита, синтезированные с участием органических соединений, оказались сложены одинаково ориентированными наночастицами и характеризуются дифракционными картинами, свойственными монокристаллам этого минерала. Подобные образования характерны в основном для искусственно полученных соединений и минералов. Их формирование может происходить также через агрегацию покрытых органическими компонентами первичных наночастиц в мезокристалл с последующей их трансформацией (при вытеснении органики) в монокристалл. Процесс сопровождается двойникованием дисков по направлению [1010] с образованием веерообразных агрегатов (Neiderberger et al., 2002). В

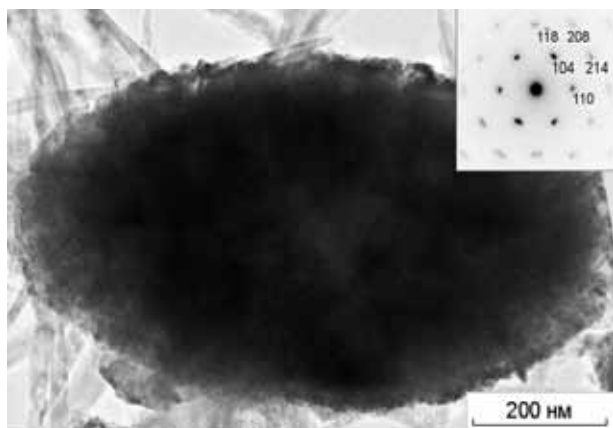


Рис. 5. Электронномикроскопическое изображение эллипсоидальной частицы гематита (на врезке дифракционная картина)

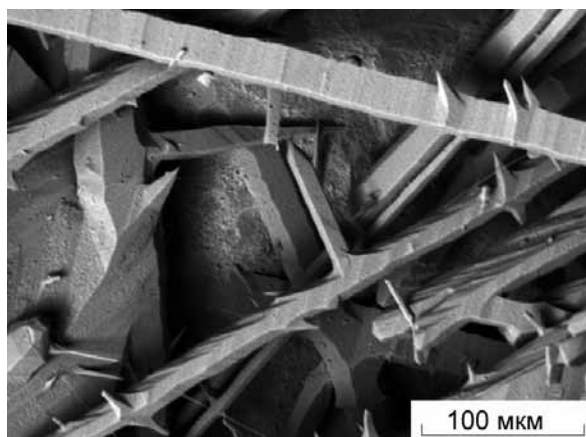


Рис. 6. Псевдоморфозы гематита по гиперстену

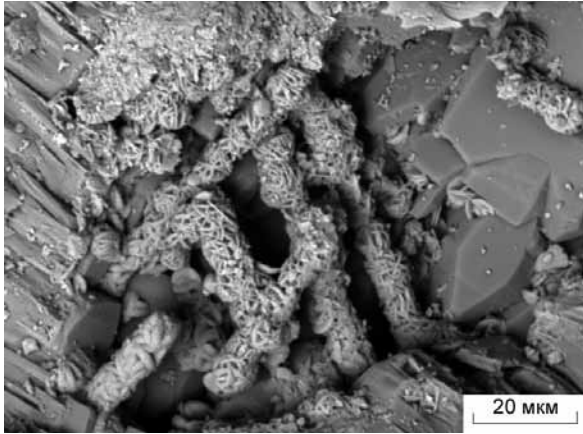


Рис. 7. Биоморфозы гематита по псевдоморфозам (см. рис. 6)

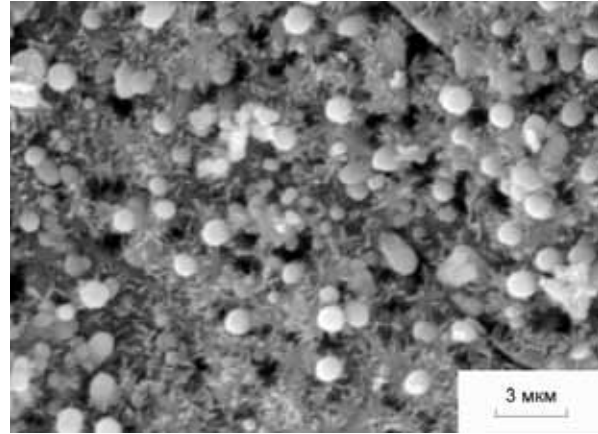


Рис. 8. Биоморфозы игольчатых кристаллов биогетита по коккоидным бактериям

псевдоморфных латеритных бокситах на кондалитах Восточных Гат обнаружены генетически и морфологически разнообразны гематиты. Вероятно, из-за высокой скорости фильтрации вод местами возникают условия, неблагоприятные для развития микробиоты, и там образуются псевдоморфозы гематита по гиперстену (рис. 6), биотиту, гранату без видимых следов участия микроорганизмов.

Однако исключить это влияние невозможно, так как продукты жизнедеятельности и разложения мортмассы постоянно поступают в растворы и участвуют в биогеохимических процессах. В локальных условиях затруднённого водообмена, вызванного тампонирующим пор или каверн, микробиота обильно развивается и образует биоморфозы гематита по названным выше псевдоморфозам (рис. 7). Стенки каверн покрыты биоплёнками, в той или иной степени раскристаллизованными.

При полной раскристаллизации биоплёнок гематит образует сплошной покров из сростков пластинчатых кристаллов, «железных роз» и «мотков пряжи». Местами пластинчатые кристаллы гематита расположены настолько плотно друг к другу, что их общая поверхность приобретает вид спутанно-волокнистой структуры. Коккоидные колонии, сложенные сросшимися шариками размером около 30 нм, в разрезе имеют радиально-лучистое строение.

Биогетит, согласно наблюдаемым картинам в СЭМ, образует биоморфозы волокнистых и игольчатых кристаллов по коккоидным бактериям, при этом в пределах одного участка образца можно наблюдать как коккоидные, так и кристаллические формы (рис. 8). В ПЭМ гетит часто представлен округлыми поликристаллическими скоплениями дисперсных кристаллитов. Нередко их контуры окружены тонкой аморфной пленкой, и минерал идентифицируется только по микродифракционным картинам. Минимальные размеры сростков игольчатых кристаллов наногетита составляют около 200 нм при толщине в первые десятки нм (рис. 9). Кривые ДТА характеризуются расщеплением основного при 300 °С эндоэффекта на два пика и выположенным экзоэффектом в области 900–1000 °С. Наиболее вероятной причиной указанной формы эндоэффекта представляется наличие смеси частиц гетита неодинаковой размерности и/или разного происхождения. Наличие высокотемпературного экзоэффекта отвечает выгоранию органоминеральной фазы.

В латеритах Сибири, Индии и Гвинеи были обнаружены наиболее совершенные кристаллы гетита в виде правильных прямоугольных пластинок размером до 0,3x1,0 мкм. Они редко рассеяны на гранях кристаллов гиббсита, обычно прирастая гранью [010] к базопинакоиду гиббсита или почти вертикально гранью [011] к его рёбрам (рис. 10). Исключительный интерес представляет тот факт, что гиббсит и гетит являются продуктами биогеохимических процессов, а именно: они образовались в ходах червей на поверхности биоплёнок и из перемолотого ими матрикса латеритов, который был растворён и перекристаллизован в условиях максимальной локальной концентрации биологически активных веществ.

Таким образом, участие микроорганизмов в преобразовании горных пород, в том числе глинистых, — это один из самых актуальных вопросов современной геологии и агрохимии (Theng, 2008;

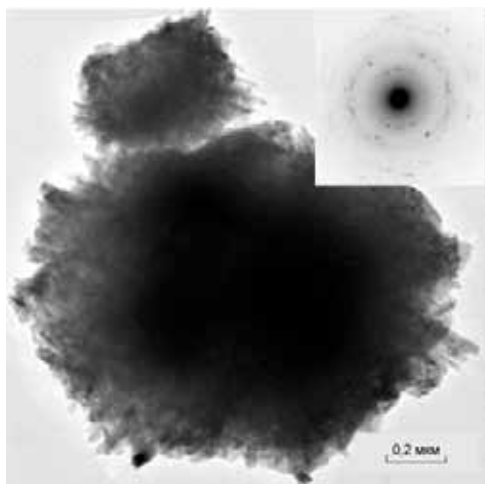


Рис. 9. Биоморфозы гетита и его микродифракция

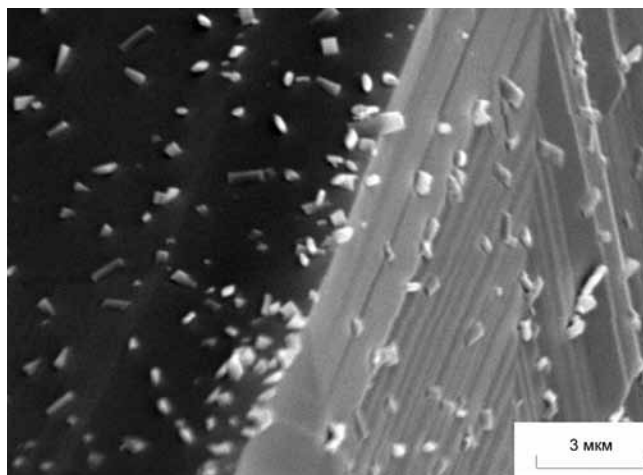


Рис. 10. Кристаллы гетита на гранях кристалла гиббсита

Астафьева и др., 2010), а также других наук: микробиологии, биогеохимии, палеоклиматологии, на стыке с которыми возможно его плодотворное решение. Это сравнительно молодая область исследования, прогресс которой связан с развитием современной инструментальной техники. В данной работе мы показали результаты изучения гипергенных минералов железа в латеритах. Установлено обильное развитие разнообразных псевдо- и биоморфоз магнетита, гематита и гётита по различным микроорганизмам, минералам и органо-минеральным плёнкам. Кстати, последние присутствуют не только в почвах (Заварзин и др., 2010), но и в коре выветривания, хотя и в меньшем количестве. При этом ответственность за биоплёнки несут как микробы (Котова, 2012), так и роющие макроорганизмы: земляные черви, нематоды и др.

Нами отмечено, что в латеритах имеют место все стадии органо-минеральных превращений биоплёнок: раскристаллизация и дегидратация аморфного метакolloидного вещества, усложнение минеральных форм, развитие двойников. Если морфологическая гетерогенность возникает в неравновесных физико-химических условиях, тогда как в равновесных условиях роста кристаллы остаются подобными самим себе (Войтеховский, 2012), то это наблюдение находит подтверждение и в латеритах. Так, в ходах червей — относительно однородных замкнутых пространствах — кристаллы гиббсита и гётита более гомогенны и совершенны, чем в разновеликих и разнородных порах и кавернах.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ № 13-05-00765а.

Литература

Астафьева М.М., Розанов А.Ю. Древнейшие коры выветривания (на примере Карелии) и микроскопии // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. М.: ПИН РАН, 2010. С. 10–22

Бортников Н.С., Новиков В.М., Гендлер Т.С. и др. Биоминерализация, магнитные и термические свойства железистой конкреции месторождения латеритных бокситов Баолок в Южном Вьетнаме // ДАН. 2011. Т. 441, № 6. С. 788–791.

Бортников Н.С., Новиков В.М., Жухлистов А.П. и др. Биогенный наномagnetит в кирасе бокситоносной коры выветривания базальтов Южного Вьетнама // ДАН. 2013. Т. 451, № 2. С. 207–210

Войтеховский Ю.Л. Комбинаторная кристалломорфология — раздел математической кристаллографии // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры. Материалы минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 25

Заварзин Г.А., Рожнов С.В. Выветривание и палеопочвы // Палеопочвы и индикаторы континентального выветривания в истории биосферы. М.: ПИН РАН, 2010. С. 4–9.

Котова О.Б. Поверхностные кристаллохимические процессы в тонкодисперсных минеральных системах // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры. Материалы минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 129–130

- Fischer W.R. and Schwertmann U. // Clays and clay Mineral. 1975. V. 23. № 11. P. 33–37.
Neiderberger M., Krumeich F., Hagetschweiler K., Nesper R. // Chem. Mater. 2002. V. 14. P. 78–82.
Theng B.K.G. Clay-organic interactions // Encyclopedia of soil science. Springer: Berlin-Heidelberg-N.Y. 2008. 902 p.

ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ ОБЛАСТЕЙ МАРГИНАЛЬНЫХ ФИЛЬТРОВ БЕЛОГО МОРЯ

Е.А. Новичкова¹, Е.И. Полякова²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, enovichkova@mail.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ye.polyakova@mail.ru

Современная концепция исследований осадков Белого моря базируется на принципах комплексного подхода к изучению системы водосбор – море, который успешно применяется на практике с 2000 года Лабораторией физико-геологических исследований ИО РАН (Лисицын, 2010). Полученные к настоящему времени данные показали, что основные процессы трансформации взвешенных и растворенных веществ водосборных бассейнов происходят в пределах устьев рек и в заливах моря, представляющих собой типичные маргинальные фильтры (МФ) (Shevchenko et al., 2005; Долотов и др., 2005, 2008; Кравчишина, Лисицын, 2011 и др.). Одним из основных компонентов взвеси в пределах МФ арктических морей является речной и морской фитопланктон, аккумуляция которого в осадках, также как и биологическая продуктивность, контролируется физико-химическими процессами в зоне смешения речных и морских вод (Лисицын, 1994, 2009; Polyakova et al., 2003; Полякова и др., 2009).

Помимо традиционных методов исследования содержания в осадках остатков фитопланктона (диатомовый, фораминиферовый и др.), чрезвычайно интересные результаты показал метод водных палиноморф. Данный метод был впервые применен для исследования осадков Белого моря в 2003 году (Polyakova et al., 2003). Объектами исследований стали цисты морских видов динофлагеллат, пресноводные зеленые водоросли, акритархи и органические остатки фораминифер, которые являются надежными индикаторами ледово-гидрологических и седиментационных обстановок в Белом море (Polyakova et al., 2003; Новичкова, Полякова, 2007). В настоящем сообщении рассматриваются особенности формирования ассоциаций водных палиноморф на различных ступенях МФ и их значение для палеореконовструкций.

Нами изучены 44 образца донных осадков (0–5 см) из рейсов НИС «Профессор Штокманн», «Эколог» и «Иван Петров» в 2001–2006 гг. из Двинского, Онежского заливов и Кемской губы. Отбор проб проводился с помощью дночерпателя с глубин моря от 0,3 до 80 м.

После предварительного вакуумного высушивания образцов их техническая обработка для анализа водных палиноморф проводилась по методике института им. А. Вегенера (AWI, Потсдам) (Новичкова, Полякова, 2007). Для оценки влияния речного стока использован CD-критерий (соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф пресноводных зеленых водорослей и цист морских видов динофлагеллат). Проведены также подсчеты АН-критерия (отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов) для оценки продуктивности вод (Клювиткина, Баух, 2006). Полученные по микроводорослям данные рассматривались в зависимости от среднемноголетней летней солёности поверхностных вод (Гидрометеорология..., 1991) и гранулометрии осадков. Гранулометрический анализ проб выполнен А.Н. Рудаковой и Т.Н. Алексеевой.

Поверхностные осадки заливов Белого моря отличаются пестрым гранулометрическим составом с преобладанием песчаной фракции осадков (Saukel et al., 2010). Для Двинского залива характерно его изменение по мере удаления от устья реки Северной Двины от песчанистого до более пелитового, что связано с изменением гидродинамического режима и отдалением от основного источника крупных фракций (Saukel et al., 2010). В Онежском заливе на большей части станций в поверхностном слое донных осадков преобладают грубозернистые пески (Долотов и др., 2008). Для района Кеми также характерны в основном песчанистые осадки (рис. 1).

Размерность цист динофлагеллат находится в пределах от 32 до 100 мкм, что соответствует крупноалевритовой фракции осадков Белого моря.

Рассматривая зависимости нахождения цист морских динофлагеллат в поверхностных осадках заливов на разрезах суша – море от содержания алевритовой фракции осадков, можно отметить наиболее четкие закономерности для проб из Кемской губы, где концентрации диноцист увеличиваются до 5–7 тыс. цист/г при содержании алевритовой составляющей до 40 %. Для Двинского и Онежского заливов характерны концентрации около 20 и 5 тысяч, соответственно, при содержании алевритовой фракции около 20 % (рис. 2).

Распределение цист динофлагеллат в осадках заливов в связи с показателями среднемноголетней поверхностной солености вод показывает достаточно четкие зависимости, несколько отличающиеся для каждого залива. Данное обстоятельство связано с разным масштабом областей исследования МФ и различными показателями стока рек Северная Двина, Онега и Кемь. Значимые концентрации диноцист присутствуют в осадках заливов при показателях солености 15–17 епс. Во всех заливах концентрации водных палиноморф имеют два максимума при солености: 12, 24 епс (Кемская губа), 22, 24 епс (Двинский залив) и 24, 26 епс (Онежский залив) (рис. 3). Данные по составу ассоциаций показывают, что первый максимум солености связан с ростом продуктивности вод, что соответствует биологической ступени МФ (Лисицын, 1994). По мере удаления от устьев рек и увеличением солености вод (в Двинском и Онежском заливах до 22–24 епс, в Кемской губе до 12–19 епс) установлено повторное резкое возрастание концентраций цист автотрофных видов динофлагеллат в осадках на фоне снижения общей концентраций водной взвеси (Кравчишина и др., 2011) в связи с возрастанием водообмена с открытыми частями Белого моря. Региональные особенности ассоциаций микроводорослей в осадках связаны в основном с видовым составом цист динофлагеллат, которые определяются спецификой заливов — распределением глубин в устьях рек, амплитудой приливо-отливных течений — и физико-географическими условиями водосборов. Максимальные концентрации автотрофных видов диноцист характерны для прозрачных вод Кемской губы с благоприятными условиями для развития фотосинтезирующих видов. Высокая мутность вод в Онежском заливе (приливо-отливные течения) обуславливает минимальное содержание диноцист автотрофных

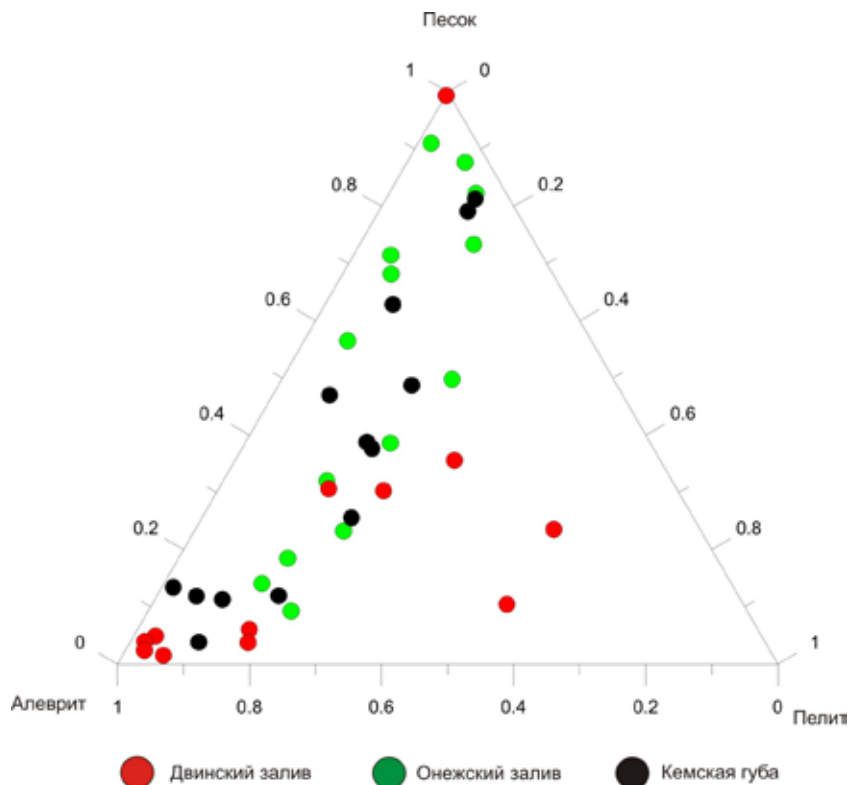


Рис. 1. Гранулометрический состав осадков Двинского, Онежского заливов Белого моря и Кемской губы

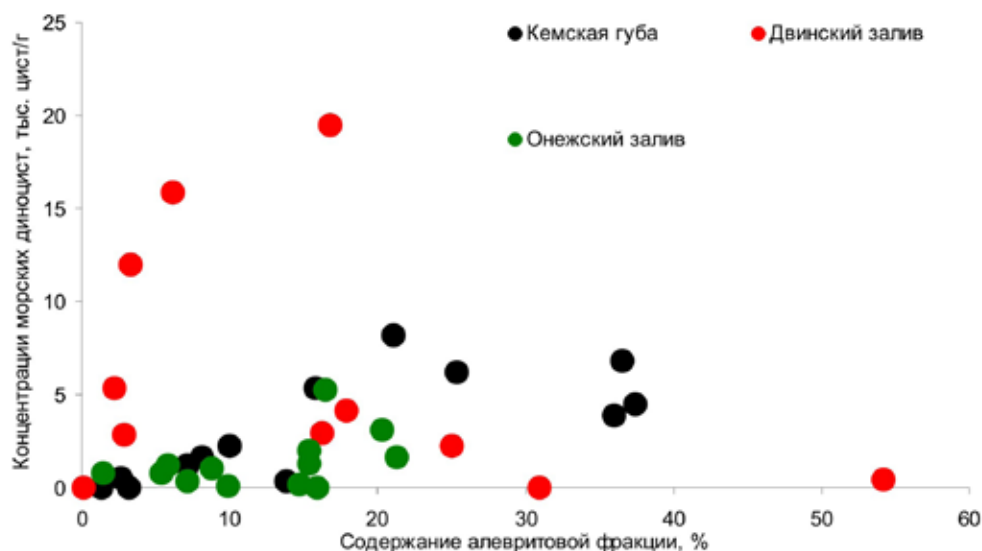


Рис. 2. Зависимости содержания морских цист динофлагеллат от доли алевроитовой фракции осадков заливов Белого моря

видов. В наибольших количествах они появляются только во внешней части залива, где высока численность гетеротрофных видов.

Таким образом, в Двинском заливе и дельте Северной Двины четко выделяются следующие основные этапы формирования ассоциаций. В кутовой части залива при повышении солености вод до 21–22 епс установлены минимальные концентрации микроводорослей в осадках, представленных немногочисленными диноцистами гетеротрофных видов. Низкие концентрации микроводорослей в осадках обусловлены в первую очередь мутностью вод, препятствующей продуктивности фитопланктона. Это подтверждается данными по распределению водной взвеси в Двинском заливе (Кравчишина, Лисицын, 2011), показавшими максимальные суммарные концентрации взвеси при преобладании терригенной составляющей в данном районе залива.

С удалением от устья Северной Двины и увеличением солености вод (22–24 епс, средняя часть залива) установлено резкое возрастание концентраций морских цист автотрофных видов динофлагеллат в осадках, что соответствует биологической ступени МФ (Лисицын, 1994, 2009). В водной взвеси увеличивается содержание мелкоалевритовой фракции (Кравчишина, Лисицын, 2011), соответствующей размерности доминирующих групп фитопланктона.

Аналогичная последовательность смены ассоциаций микроводорослей в поверхностных осадках установлена в Онежском заливе. В кутовой части залива, не осушающейся в период отливов, где соленость вод составляет 22–24 епс, суммарные концентрации микроводорослей в осадках возрастают, достигая максимальных значений. При этом наблюдается резкое снижение процентного содержания зеленых водорослей (CD-критерий — в 6–7 раз). Доминирующая роль в составе ассоциаций водных палиноморф принадлежит морским диноцистам, что предполагает увеличение продуктивности вод (биологическая ступень МФ) на фоне снижения концентраций водной взвеси (Долотов и др., 2008). В средней части залива при увеличении солености вод до 25–26 епс, рис. 3) и дальнейших снижениях концентраций взвеси (Долотов и др., 2008) суммарные концентрации микроводорослей, представленных главным образом цистами гетеротрофных видов динофлагеллат, несколько снижаются, оставаясь в основном высокими, что позволяет отнести эту часть залива также к биологической ступени МФ. Вместе с тем в осадках практически полностью исчезают зеленые водоросли, а содержание пресноводных водорослей не превышает 15 %. Во внешней части Онежского залива за пределами МФ, также как и в Двинском, увеличиваются концентрации цист морских динофлагеллат и содержание автотрофных видов.

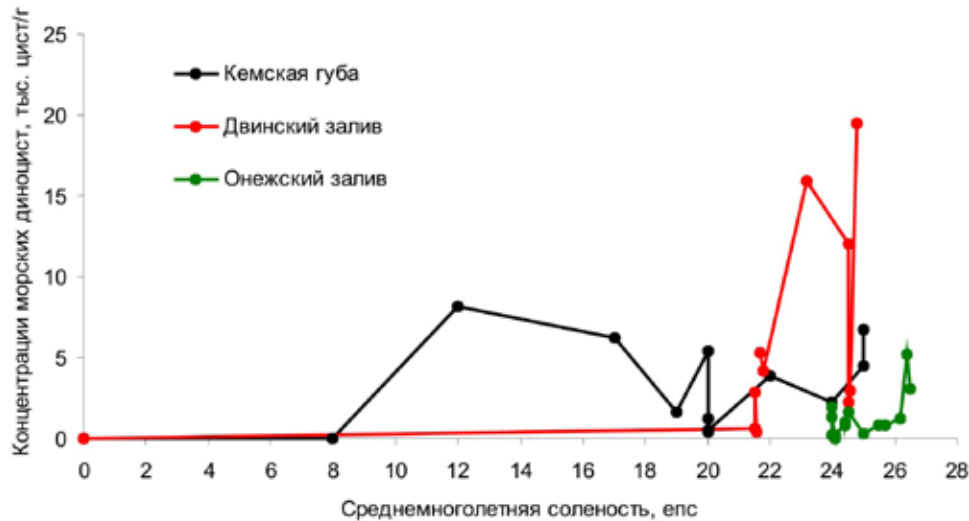


Рис. 3. Зависимости содержания морских цист динофлагеллат от среднегодовой солёности поверхностных вод. Данные солёности приведены по Гидрометеорология..., 1991

Кемский залив, в отличие от Двинского и Онежского, представляет собой типичный эстуарий (Shevchenko et al., 2005; Долотов и др., 2005). В приустьевой части р. Кемь, где установлены максимальные концентрации водной взвеси (Shevchenko et al., 2005) и в основном песчаные осадки, водные палиноморфы не установлены. С повышением солёности вод (12–19 епс) по мере удаления от устья реки в эстуарной зоне суммарные концентрации водных палиноморф, в составе которых доминируют диноцисты преимущественно автотрофных видов, достигают максимальных значений. Это свидетельствует о вероятно возросшей продуктивности вод (биологическая ступень МФ), обусловленной снижением концентраций водной взвеси (Shevchenko et al., 2005).

В средней переходной части залива численность диноцист варьирует в широких пределах, зеленые водоросли практически исчезают в осадках. Эта часть залива характеризуется сложной гидродинамической обстановкой, связанной с большими перепадами глубин (<29 м) и широким развитием отмелей и островов (Shevchenko et al., 2005; Долотов и др., 2005). Во внешней мористой части залива численность и морских диатомей, и диноцист последовательно возрастает, также как в Двинском и Онежском заливах.

Таким образом, в составе ассоциаций водных палиноморф заливов Белого моря доминируют цисты морских динофлагеллат и зеленые водоросли. Следует отметить, что суммарные концентрации диатомей в осадках в несколько сотен раз превышают концентрации водных палиноморф (Полякова и др., 2013).

Выделено до четырех фаз формирования ассоциаций водных палиноморф в поверхностных осадках по мере удаления от устьев рек, которые характеризуются последовательным сокращением доли пресноводных зеленых водорослей, резкими изменениями концентраций морских диноцист, что определяется изменениями солёности вод, количественным распределением взвеси и продуктивностью вод на различных ступенях МФ.

Авторы выражают благодарность академику А.П. Лисицыну за всестороннюю помощь и поддержку. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 12-05-00998-а, 12-05-31152_мол-а), Программы Президиума РАН № 23 (проект 6.2) и гранта Президента РФ МК-2198.2013.5.

Литература

- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Вып. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.
 Демина Л.Л., Филипьева К.В., Шевченко В.П. и др. Геохимия донных осадков в зоне смешения р. Кемь (Белое море) // Океанология. 2005. Т. 45, № 6. С. 851–865.
 Долотов Ю.С., Римский-Корсаков Н.А., Теликовский А.А. и др. Особенности рельефа поверхностных донных осадков и строения осадочной толщи в различных зонах эстуария реки Кемь (Белое море) // Океанология. 2005. Т. 45, № 6. С. 927–935.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях карельского побережья Белого моря // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 2. С. 276–289.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 2. С. 276–289.

Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2006. Т. 46, № 6. С. 911–921.

Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 1. С. 94–109.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.

Лисицын А.П. // Система Белого моря. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 353–445.

Лисицын А.П. // Система моря Лаптевых: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 71–121.

Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т. 5, № 47. С. 709–719.

Полякова Е.И., Кассенс Х., Штайн Р. и др. // Система моря Лаптевых: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 427–447.

Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Кравчишина М.Д. Особенности формирования ассоциации микроводорослей в донных осадках областей маргинальных фильтров Белого моря // *Океанология*. 2013. В печати.

Polyakova Ye.I., Dzinoridze R.N., Novichkova T.S. et al. // *Oceanology*. 2003. V. 43. Suppl. 1. P. S144–S158.

Saukel C., Stein R., Vogt Ch. et al. Clay-mineral and grain-size distributions in surface sediments of the White Sea (Arctic Ocean): indicators of sediment sources and transport processes // *Geo-Mar Letter*. 2010. V. 30. P. 605–616.

Shevchenko V.P., Dolotov Y.S., Filatov N.N. et al. // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2005. V. 9. P. 57–66.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОСТРОВОДУЖНОЙ ОБСТАНОВКЕ (НА ПРИМЕРЕ ПРЕДИВИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

А.Д. Ножкин¹, Н.В. Дмитриева¹, А.В. Маслов², П.А. Серов³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
nozhkin@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, amas2004@mail.ru

³Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, tozay@nm.ru

Цель настоящего сообщения — выявление на примере неопротерозойских комплексов Предивинского террейна петрогеохимической и изотопной специфики терригенных пород, находящихся в тесной парагенетической ассоциации с островодужными магматическими комплексами. Указанный террейн расположен в юго-западной части Енисейского кряжа и входит в состав Саяно-Енисейского аккреционно-коллизийного пояса. Он состоит из ряда тектонических пластин, надвинутых в северо-восточном направлении по Приенисейскому надвигу (Черных, 2001; Верниковский и др., 2009). В пределах террейна выделяется два крупных тектонических блока, различающихся набором и составом породных ассоциаций: Западный и Восточный.

Западный блок включает метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаплагиориолит-базальтовую и метаандезит-базальт-андезит-дацитовую ассоциации, петрогеохимический состав которых соответствует вулканитам, характеризующим раннюю стадию островодужного магматизма. Метавулканиты содержат пачки и горизонты метатерригенных биотит-кварц-полевошпатовых сланцев и кальцитовых мраморов, а также апогаббровые амфиболиты и жильные гранитоиды и относятся к юдинской серии (толще) (Ножкин, 1997; Легенда..., 2002).

Восточный блок сложен метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации эффузивами известково-щелочной металейкобазальт-андезит-дацит-

риолитоидной и бимодальной субщелочной базальт-риолитоидной ассоциациями. В сравнении с метавулканитами Западного блока они более обогащены щелочами, другими крупноионными (Rb, Ba, U, Th), высокозарядными и редкоземельными элементами (РЗЭ) и характеризуют более развитую стадию островодужного магматизма и начальную стадию рифтинга островной дуги. Основные и кислые метавулканиды чередуются здесь с плагиоклазовыми и слюдястыми кварцитами, двуслюдяными плагиоклаз-кварцевыми±амфибол алевросланцами, включают горизонт железистых кварцитов (50-60 м), а также пачки тонкослоистых зеленых сланцев и объединены в предивинскую серию (толщу) (Ножкин, 1997; Легенда..., 2002). Среди тектонизированных пород этой серии наблюдаются линзы и маломощные пластины динамометаморфизованных апогарцбургитовых серпентинитов и апогаббровых амфиболитов в ассоциации с толеитовыми базальтами типа N-MORB, соответствующие офиолитам. В южной части Восточного блока обнажаются габброиды шиверского и плагиогранитоиды ягуновского комплексов. U-Pb возраст циркона риолитов этого блока 637 ± 5.7 млн лет, а плагиогранитов Ягуновского массива — 628 ± 3 млн лет. Таким образом, формирование островодужных ассоциаций происходило в позднем неопротерозое (Верниковский и др., 2009).

На диаграмме (Herron, 1988) точки составов метапород юдинской толщи соответствуют глинистым сланцам и ваккам, а на диаграмме (Неелов, 1980) — полимиктовым и граувакковым алевролитам. Зеленые сланцы и алевросланцы предивинской толщи на этих диаграммах отвечают Fe-сланцам, граувакковым алевролитам и карбонатистым алевропелитам. Составы кварцитов находятся в поле вакк и аркозов.

В целом терригенные образования Предивинского террейна характеризуются выраженной положительной корреляцией между модулями ЖМ-ФМ и отрицательной корреляцией между ГМ и НКМ. В соответствии с представлениями (Юдович, Кетрис, 2000), это указывает на принадлежность их к петрогенным («first cycle»-тип) породам. Источниками сноса для зеленых сланцев предивинской толщи выступали изверженные породы среднего и основного состава, а для кварцитов предивинской и биотит-кварц-полевошпатовых сланцев юдинской толщ — кислые и средние породы.

В сравнении с РААС биотит-кварц-полевошпатовые сланцы юдинской и зеленые сланцы предивинской толщ имеют более низкие содержания Rb, Ba, U, Th, Zr, Hf, Nb, La, а также Cr, Co и Ni. Кварциты обеднены крупноионными литофилами, а также Sc, V, Cr, Co, Ni (элементами характерными для базитов), но отличаются повышенными концентрациями Zr, Hf, Nb, Y, La. В целом содержания элементов-примесей в метатерригенных породах имеют промежуточные значения в сравнении с составами андезибазальтов и риолитоидов, широко представленных среди островодужных ассоциаций Предивинского террейна.

Спектры распределения РЗЭ в биотит-кварц-полевошпатовых сланцах юдинской толщи характеризуются слабо выраженной отрицательной Eu аномалией (0,8–1,0) и варьирующим отношением La_N/Yb_N (2,8–22). Подобное распределение наблюдается в породах метаандезибазальт-андезит-дацитовый и диорит-плагиогранитной ассоциаций Западного блока. Среди спектров РЗЭ в кварцитах предивинской толщи выделяется два типа. Первый с выраженной отрицательной Eu аномалией (0,5–0,6) и невысокими La_N/Yb_N (2,0–4,1). Подобный тип распределения наблюдается в метариодацитах и метариолитах этой толщи. Второй тип характеризуется слабой отрицательной Eu аномалией (0,83–0,87) и повышенным La_N/Yb_N (4,5–9,9) и сходен с распределением РЗЭ в тоналитах. Спектры распределения РЗЭ в зеленых сланцах предивинской толщи свидетельствуют о том, что наряду с породами риолитового и тоналитового состава размыту подвергались и вулканиды металеюкобазальт-андезит-риолитоидной ассоциации. Таким образом, осадочные образования Предивинского террейна сформированы за счет локального источника сноса — ассоциирующих с ними надсубдукционных магматических комплексов. Подтверждением этому служит распределение точек метаосадочных пород на диаграмме $SiO_2-(K_2O/Na_2O)$ (Roser, Korsch, 1986) в полях, характеризующих субдукционные обстановки.

Важную информацию о характере и возрасте пород, размывавшихся на палеоводосборах, дают данные по изотопному составу Sm и Nd, полученные в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методике (Баянова, 2004). Для четырех образцов метатерригенных пород обеих толщ установлен

модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ в диапазоне от 753 до 845 млн лет (на $T=640$ млн лет) при величине ϵNd от +6,6 до +7,5. Метаандезиты и метадациты этих толщ характеризуются $T_{Nd}(DM)$ 819 и 872 млн. лет и ϵNd +6,6 и +6,7. Близкие значения $T_{Nd}(DM)$ и ϵNd указывают на образование осадков в результате эрозии ювенильного корового вещества, то есть магматических пород, подобных развитым в Предивинском террейне. Исключение представляет образец биотит-кварц-полевошпатового сланца юдинской толщи с содержанием Th ~ 10 г/т. Значение $T_{Nd}(DM)$ для него составляет 1564 млн. лет, ϵNd равен $-2,1$. Это может указывать на наличие в осадочной породе примеси кратонного материала — продуктов разрушения ториеносных гранулитов Ангаро-Канского выступа.

U-Pb LA-ICP-MS изотопное датирование детритовых цирконов, выделенных из биотит-кварц-полевошпатовых сланцев юдинской толщи (правобережье р. Енисей, $56^{\circ} 59.890'$ с.ш., $93^{\circ} 22.488'$ в.д.), выполнено в Отделе наук о Земле университета Гонконга. В качестве внешнего стандарта использован циркон 91 500. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приняты на уровне $\pm 1\sigma$. Исследованные цирконы представлены в основном прозрачными слабо окрашенными светло-коричневыми зёрнами с сохранившимися в той или иной мере удлиненно-призматическими очертаниями. Судя по катодолюминесцентным изображениям, больше половины из них имеет осцилляторную зональность. На гистограмме U-Pb-изотопных возрастов (конкордантность $>95\%$), вычисленных по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, наблюдается два отчетливо выраженных пика (620–630 и 610–620 млн лет), согласующихся с U-Pb возрастом циркона риолитов ($637 \pm 5,7$ млн лет).

Приведенные результаты позволяют отметить следующие петрогеохимические и изотопные особенности метатерригенных пород, являющиеся свидетельством формирования их в островодужной обстановке. Составы биотит-кварц-полевошпатовых и зеленых сланцев соответствуют полимиктовым и граувакковым алевролитам, глинистым и железистым сланцам, а составы кварцитов — аркозам и ваккам. По петрохимическому составу метаосадки являются петрогенными породами, образованными в результате непосредственного размыва островодужных магматических ассоциаций среднего и кислого, в меньшей мере основного состава. Это подтверждается сходством свойственных терригенным и магматическим породам значений $T_{Nd}(DM)$ и величин ϵNd , а также совпадением U-Pb возраста цирконов магматических пород и максимума на гистограмме распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов. Характер распределения редких и редкоземельных элементов в метаосадках указывает на формирование их за счет локального источника сноса (ассоциирующие магматические комплексы), а соотношение в них SiO_2 и K_2O/Na_2O предполагает накопление в надсубдукционных обстановках.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00591) и интеграционного проекта «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минерализации» (проекты: СО РАН 68-С-5-1014, УрО РАН 12-С-5-1014).

Литература

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин М.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 502–519.
- Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (2-е изд.). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2002. 200 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 98 с.
- Черных А.И. Докембрийские офиолитовые и островодужные комплексы Енисейского кряжа // Актуальные вопросы геологии и минерализации юга Сибири. Новокузнецк: ФГУГП Запсибгеолсъемка, 2001. С. 183–188.

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

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

Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 635–650.

РАСПОЗНАВАНИЕ ФАЦИЙ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСА КАРОТАЖНЫХ И КЕРНОВЫХ ДАННЫХ

Н.Г. Нургалиева, Н.Р. Минибаев, Р.И. Ягудин, Н.А. Ихсанов

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, ИГиНГТ, Казань,
nouria.nourgalieva@ksu.ru*

Фациальный анализ является одним из основополагающих методов геологического анализа со времен введения в геологию термина «фация» швейцарским геологом Альфредом Грессли в 1838 году и первой демонстрации закона фаций в знаменитом труде Н.А. Головкинского «О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна» в 1868 году. Без фациального анализа сегодня не могут реализоваться секвенс-стратиграфический и бассейновый анализ. Фациальный анализ выступает полезным инструментом для прогнозирования коллекторских свойств в поисково-разведочном процессе, а также при оптимизации проектирования и разработки нефтяных и газовых месторождений.

Эффективность фациального анализа основана на термине «фация», который является вещественным регистратором условий осадкообразования и может рассматриваться как в узком (один критерий), так и в широком смысле (комплекс критериев).

В настоящей работе представлены результаты фациального распознавания и картирования природных резервуаров юрских и неокомских отложений некоторых месторождений Западной Сибири (Шаимский, Верхнепурский и Верхнесалымский мегавалы). Предлагаемое фациальное моделирование базируется на выделении «каротажных» фаций по сигнатурам кривых самопроизвольной поляризации (ПС) и сопоставлении этих сигнатур с классификационными формами, выделенными В.С. Муромцевым (Муромцев, 1984; Белозеров, 2005). Выделение «каротажных» фаций контролируется в большей или меньшей степени данными по керну (минеральный состав, структура и текстура пород), а также закономерностями парагенетических и циклических взаимосвязей осадочных комплексов.

Для пластов Ю₂–Ю₄ тюменской свиты Ловинского месторождения (Шаимский мегавал) по данным ПС удалось выявить четыре «каротажные» фации континентальной группы: фацию спрямленного речного русла, фацию меандрирующего речного русла, фацию береговых валов и фацию внутренней части поймы. Указанный фациальный состав проверялся данными петрографического описания (керновые колонки шести скважин), гранулометрии (50 образцов) и капаметрии (25 образцов). Конфигурация фаций речного русла подтверждена сейсмокартой псевдоимпедансов.

Группа пластов АС₁₀–А₁₁ черкашинской свиты неокомского нефтегазоносного комплекса Вадельпского месторождения (Верхнесалымский мегавал) по данным ПС и керна характеризуется следующим составом. Пласт А₁₀ включает в себя фации заболачивающихся участков поймы, заливных участков поймы, устьевых баров. Пласты АС₁₁¹ и АС₁₁² сложены отложениями разливов и намывных валов в пойме дельты реки, конусов прорыва, заболачивающихся участков поймы. Пласт А₁₁³ включает фации продельты, вдольберегового бара, конуса прорыва, разливов и намывных валов.

Для пласта БП₁₁¹ сортымской свиты Вынгаяхинского месторождения (Верхнепурский мегавал) аналогичным образом выделены четыре фации прибрежно-морского генезиса: фация баровых песков, фация вдольбереговых промоин, фация межбаровых лагун и фация пляжа.

Фациальная структура рассмотренных объектов формировалась в обстановках борьбы суши и моря, выраженной в элементарных и субрегиональных циклитах, что довольно типично для генетической истории терригенных природных резервуаров углеводородов. Установленная фациальная структура определяет модель расчленения и корреляции разрезов, распределение коллекторских свойств пород по площади и разрезу, дифференциацию запасов и эффективность освоения месторождений.

Полученные фациальные карты сопоставлены с эффектами геолого-технических мероприятий (гидроразрыв пласта, форсированный отбор жидкости, кислотные обработки) на месторождениях. Составлен вероятностный прогноз экономической эффективности геолого-технических мероприятий с учетом их перераспределения (оптимизации) на основе фациального моделирования.

Литература

- Белозеров В.Б.* Ловушки нефти и газа, моделирование залежей углеводородов. Томск: ТПУ, 2005.
Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПРИПЯТСКОМ ПАЛЕОРИФТЕ ЗРЕЛОЙ ФАЗЫ РИФТОГЕНЕЗА

С.М. Обровец

*Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Минск,
abravets@geology.org.by*

Комплексное изучение бассейна древней седиментации (бассейновый анализ) — одно из самых актуальных направлений геологических исследований. Это связано прежде всего с тем, что осадочные бассейны рассматриваются как самостоятельные структурно-фациальные или структурно-седиментационные зоны земной коры, развитие которых определялось как геодинамикой региона, так и его структурно-тектонической позицией. Нефтегазоносный Припятский прогиб по особенностям геологического развития относится к бассейнам со сложной эволюцией. Согласно сейсмогеологической модели земной коры и верхней мантии, Припятский прогиб является палеорифтовой структурой, сформированной в процессе растяжки литосферы и связанного с ним листрического раскалывания земной коры (Айзберг и др., 1987; Гарецкий, Клушин, 1987). Листрические разломы мантийного и корового заложения, представленные в верхней части коры нормальными сбросами, определили ступенеобразный структурный каркас палеорифта. В процессе рифтогенеза, в понимании его в широком смысле авторами (Айзберг и др., 2003), обосновано три стадии в жизни рифта: ранняя, главная и поздняя.

Главная фаза рифтового грабена приурочена ко времени образования нижнесоленосной (франского возраста), межсолевой и верхнесоленосной формациям (фаменского возраста). Активные движения по разломам и формирование резко дифференцированной блоковой структуры в условиях некомпенсированного прогибания привели к образованию резко расчлененного рельефа дна бассейна, который оказывал активное влияние на распределение мощностей и фаций межсолевых и соленосных отложений. Листрическая природа ступенеобразующих разломов Припятского прогиба явилась одной из причин формирования линейных зон отсутствия, резкого изменения полноты разреза, мощности и фаций ранне- и среднефаменских отложений вкрест простирания зон разломов, а также расчлененного палеорельефа дна бассейна седиментации (Старчик, Обровец, 2002). Седиментогенез происходит в бассейне, строение которого обусловлено тектоническими процессами, создававшими палеорельеф, влияние которого проявилось через формирование различных обстановок осадконакопления. Важность выяснения особенностей седиментогенеза в бассейне четко сформулировал Н.Б. Вассоевич (1977): «в ряду всех стадий осадочного породообразования, всех этапов литогенеза решающее значение для развития нефтегазообразования имеет стадия седиментогенеза, т.е. рождение (генезис) того или иного осадка». В связи с диссимметричным

строением палеорифта в различных частях Припятского бассейна синхронно происходил седиментогенез различного типа.

Активная вулканическая деятельность в пределах Припятского грабена происходила в самом конце позднефранского и в фаменское время (зрелая фаза рифтинга) и соответствовала пику развития высокоамплитудных краевых и внутренних антитетических разломов Припятского прогиба. Согласно данным В.П. Корзуна (Корзун, 1975), в верхнедевонском осадочном чехле Припятского прогиба присутствуют три вулканогенные толщи. Эндогенное вещество наряду с переотложенным принимает участие в осадочном процессе в виде эффузивного и пирокластического материала, а также в виде эксгальционно-гидротермальных выносов. Исследования процессов осадконакопления в рифтовых зонах океанов позволили А.П. Лисицину (1980) высказать позицию, что дно рифтов представляет собой сито, через которое поступает эндогенное вещество, разбавляемое природными водами. Он также отмечал, что очень сложно рассчитать вклад первичного эндогенного вещества в баланс собственно осадочного процесса, тем более оценить роль каждого из этих источников для древних осадков.

Влияние вулканической деятельности эксплозивного характера на процесс седиментогенеза в рифтовом морском бассейне Припятского прогиба проявилось в виде формирования в осадочных раннефаменских отложениях слоев и прослоев вулканокластических пород, анальцимизированных туфов, глин с реликтовой пепловой текстурой. Кроме явного поступления вулканогенного материала в результате эксплозивной вулканической деятельности в бассейн осадконакопления в фаменское время, следует отметить менее изученное и более сложно определяемое влияние на седиментогенез вулканической деятельности в виде гидротерм.

В Северном районе Припятского прогиба происходило наиболее активное развитие карбонатного седиментогенеза, который в морском бассейне раннефаменского возраста и солеродном бассейне среднефаменского возраста осуществлялся преимущественно в кальцитовой минерализации и отличался сверхбыстрыми темпами накопления органогенных известковых осадков. Он реализовался в обстановках парагенетически связанных между собой онколитовых, оолитовых и ракушняковых отмелей, строматолитовых построек. В отложениях преобладают простые органогенные постройки (желвако-детритовые калиптры, биостромы и биогермы), в составе которых, наряду с сине-зелеными водорослями (цианобактериями) и представителями фауны, ведущая роль принадлежит каркасообразующим красным водорослям. Присутствуют также мощные органогенные тела (многоярусные биоритмиты), сложенные преимущественно онколитами сине-зеленых водорослей (цианобактерии), образующими органогенно-аккумулятивные банки, ранее диагностируемые исследователями как рифы. Оолитовые образования являются результатом хемогенного карбонатного седиментогенеза и приурочены к гребневым участкам тектонических ступеней.

Формирование органогенных и хемогенных оолитовых фаций происходило на выраженных в палеорельефе дна бассейна грядах, холмах и возвышенностях, обусловленных тектоническими поднятиями по разломам.

В Центральном районе Припятского прогиба характерным условием накопления глинисто-кремнеземно-карбонатных и кремнеземно-карбонатно-глинистых отложений являются замедленный снос терригенного материала и относительная стабилизация тектонической активности именно в центре прогиба. На погруженных склонах тектонических ступеней (террасах) формировались бескаркасные иловые холмы, подобные уолсортским фациям (холмам), описанным Дж.Л. Уилсоном (1980). В погруженных приразломных депрессиях формировались породы доманикового типа: субдоманикоиды, доманикоиды и доманикиты, насыщенные остатками радиолярий и органического вещества, свидетельствующих о расцвете органической жизни, который был обусловлен подъемом глубинных флюидов в морской бассейн карбонатной стадии седиментогенеза. Присутствие радиолярий, строящих свой скелет из кремнезема, анализ изотопов углерода и кислорода кальцита пород доманикового типа, известняков и вулканогенно-осадочных пород с использованием генетической диаграммы (Hudson, 1977) позволяют предположить, что седиментогенез пород сложного состава происходил под влиянием поступления глубинных флюидов в палеобассейн в виде гидротерм.

Остатки радиолярий, распространенные в Припятском прогибе, входят в Лаврусскую биопалеогеографическую провинцию, которая включает Тимано-Печорский бассейн, западный склон Северного Урала, Волго-Уральскую провинцию, Полярный Урал, Польшу и Германию, Прикаспийскую впадину в Казахстане (Афанасьева, Амон, 2009). По преобладанию в составе пород доманикового типа преимущественно седиментационного кальцита исследованные отложения относятся к породам III типа доманиковых образований (Нефтегазообразование..., 1986), отличаются от баженитов Западной Сибири и подобны доманику куонамской свиты Восточной Сибири.

Модель формирования осадков в Центральном районе прогиба с участием эндогенного материала представляется следующим образом. В пределах локальных участков бассейна существовали обстановки, приуроченные к склонам гряд, валообразных и локальных поднятий дна бассейна, благоприятные для формирования различных органогенных образований. На этих участках часть химически и органически осажженного карбонатного материала взмучивалась движениями воды и переносилась в прилежащие депрессионные ложбины. В наиболее углубленных частях бассейна (ложбинах в палеорельефе) в приразломных палеодепрессиях, а также на склонах моноклиналей, в областях, удаленных от зон развития водорослевого карбонатообразования (зон онколитовых отмелей) и незначительного поступления терригенного материала с области сноса, накапливались осадки глинисто-кремнисто-карбонатного состава. По разломным зонам поступали флюиды, насыщенные кремнеземом и микрокомпонентами, что способствовало биологической активности организмов и в первую очередь радиолярий. В результате формировались осадки в локальных ложбинах, испытывавшие дефицит поступления обломочного материала, ниже уровня окисления и базиса волновой деятельности. Придонные воды, стекавшие с приподнятых возвышенностей палеорельефа, были более насыщены солями. Они смешивались с глубинными, насыщенными кремнеземом флюидами и имели большую плотность, что затрудняло свободный водообмен. Это приводило к нехватке кислорода, а выпадение разлагающегося планктона — к образованию застойной восстановительной среды. Преобладали условия, переходные к эксинным, которые являлись благоприятным фактором для формирования углеводородпроизводящих и углеводородсодержащих доманиковых фаций. В таких ложбинах Припятского бассейна сформировались пачки прослоев и слоев карбонатных и пород доманикового типа с различным содержанием радиолярий и высоким содержанием $C_{орг}$.

В Южном районе прогиба на границе с Украинским кристаллическим щитом в морском и солеродном бассейнах Припятского палеорифта главной фазы рифтогенеза проявился приконтинентальный терригенный седиментогенез. Он характеризовался быстрой инъекцией кластического материала в зону аккумуляции и лавинными темпами приращения разреза, а также различными основными фациальными обстановками: дельтами палеорек, дельтами конусов выноса временных потоков, конусов выноса, турбидитовых, контуритовых и вдольбереговых течений. Седиментогенез и геометрия терригенных тел генетически связаны с палеорельефом дна палеобассейна, который был предопределен тектоническими процессами рифтогенеза, а также галокинезом подстилающей франской соляной формации. Контуритовые терригенные тела формировались в межкупольных ложбинах, окружавших соляные купола франской соленосной формации. Ранее (Бенсман, Демидович, 1974) было установлено, что в отложениях предавлагеновой стадии Припятского прогиба повышенные величины песчаности разрезов приурочены к сводовым частям палеоподнятий. Формирование терригенных тел повышенной мощности в Припятском палеорифте, приуроченных к палеодолинам различного стратиграфического возраста, является одним из седиментационных критериев образования терригенных отложений в бассейне главной фазы рифтогенеза.

В Центральном районе Припятского прогиба мощность раннефаменских отложений составляет 100–200 м в сравнении с мощностями в Южном районе (до 800 м) и в Северном (до 500 м). Вероятно, наблюдаемая картина в первую очередь связана с дефицитом обломочного материала, поступавшего в центральную котловину, т.к. она была отгорожена палеодолинами, аккумуляировавшими обломочный материал, и палеоподнятиями, преграждавшими путь терригенному материалу от источников его сноса (Украинского щита и Микашевичско-

Житковичского выступа). Возможно, термин «некомпенсированное осадконакопление» не объясняет механизма формирования раннефаменских отложений в Центральном районе Припятского прогиба. Более точно, скорее всего, суть процесса отражает термин «starved basin» — «голодающий бассейн» (Толковый словарь..., 1979). Для таких бассейнов свойственны стратиграфические перерывы, обусловленные дефицитом осадочного материала и не накоплением осадков.

В нормально морском и в солеродном бассейнах сульфатный седиментогенез реализовался в двух основных обстановках осадконакопления. На положительных формах палеорельефа — это субэаральные себхи, в более глубоководных условиях осадконакопления формировались фации тонкослоистых сульфатных пород (ламинитов). Образование линз каменной соли в раннефаменском бассейне связано с растворением нижележащей верхнефранской соленосной формации и возникновением соляных ванн в ложбинах палеорельефа, в которых из десцендентных рассолов осаждался галит.

Седиментационная диссимметрия в рифтовом бассейне главной фазы рифтогенеза, проявившаяся в формировании: 1) органогенной карбонатной платформы в Северном районе Припятского прогиба; 2) «голодающего» Центрального района с преобладающим терригенно-аутигенным седиментогенезом; 3) Южного района с инъективным лавинным терригенным и Восточного района с вулканогенно-осадочным седиментогенезом — является одним из седиментологических индикаторов рифтового бассейна активной фазы рифтогенеза. Присутствие остатков радиолярий, изотопный состав углерода и кислорода кальцита, повышенные содержания урана, титана, ванадия, бария, кобальта, никеля в породах доманикового типа, содержащих также значительные количества аутигенного кремнезема наряду с кальцитом смешанного эндогенного-экзогенного происхождения, позволяют предположить, что при формировании этих отложений вероятен подъема глубинных флюидов в процессе эксгаляционно-гидротермальных выносов. Эти факты также свидетельствуют о генетической связи между кремниенакоплением и вулканизмом со скрытовулканическим гидротермальным типом кремниенакопления в Припятском прогибе. По мнению автора (Лукин, 1997), это явление является литогеодинимическим показателем, характерным, как правило, для режима растяжения различной интенсивности рифтовых зон с повышенной рассредоточенностью коровой проницаемости.

Основная особенность седиментогенеза в ранне- и среднефаменском Припятском бассейне главной фазы рифтогенеза проявилась в приконтинентальном терригенном седиментогенезе инъективного характера и лавинных темпах приращения разреза, карбонатном седиментогенезе преимущественно органогенной кальцитовой минерализации и сульфатном седиментогенезе гипсовых осадков.

Литература

- Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Стадийность проявления рифтогенеза в Припятском и Днепровском прогибах // Совещание «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы» М., 2003. Том 1. С. 6–9.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Листрическая тектоника платформ // Докл. РАН 1996. Т. 346, № 4. С. 501–504.
- Афанасьева М.С., Амон Э.О. Палеобиогеографические радиоляриевые провинции позднего девона // Литосфера. 2009. № 3 С. 75–79
- Бенсман Ф.Я., Демидович Л.А. Закономерности изменения гранулометрического состава пород терригенного комплекса девона на локальных структурах Припятского прогиба. Математические методы решения геолого-геофизических задач Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1974.
- Вассоевич Н.Б. Литология и нефтегазоносность: избр. тр. М.: Наука, 1990. 264 с.
- Лисицин А.П. Вклад эндогенного вещества в океаническую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1980. С. 20–44
- Лукин А.Е. Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. Киев, 1997. 223 с.
- Старчик Т.И., Обровец С.М. Влияние листрической тектоники Припятского прогиба на палеорельеф и седиментогенез ранне-среднефаменского бассейна. // Литосфера. 2002. № 16. С. 81–89.
- Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1979. Т. III. 543 с.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Корзун В.П. Взаимоотношения и корреляция вулканогенных и нормально-осадочных пород Припятской впадины // Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975. С. 178–189.

Hudson J.D. Stable isotopes and limestone lithification // J. Geol. Soc. Lond. 1977. V. 133. P. 637–660.

ОСОБЕННОСТИ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Н.С. Окнова, А.Н. Коханова

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Санкт-Петербург, ins@vniigri.ru*

Доманикиты в Тимано-Печорской провинции — это высокобитуминозные кремнисто-карбонатно-глинистые отложения, являющиеся главными генераторами нефти. Например, «свыше 80 % от общей массы геологических ресурсов нефти в Западно-Сибирской провинции является продуктом нефтеобразования в баженовской свите» (Западная Сибирь, 2000). В монографии Т.К. Баженовой и др. (Органическая геохимия..., 2008) написано, что в Тимано-Печорской провинции доманиковая толща представлена аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, глинистыми известняками, горючими сланцами. Мощность толщи от 10 до 100 м, причем стратиграфический объем ее постепенно увеличивается с запада на восток. Диапазон градационного катагенеза — МК₁–АК₁. Некарбонатный углерод на породу составляет от 0,11 до 30,28 %.

Доманиковый горизонт характеризуется резкой фациальной изменчивостью и представлен тремя типами разрезов: мелководно-шельфовым, рифовым и депрессионным (Пармузина, 2007). Мелководно-шельфовый тип распространен на Среднем Тимане, северо-западной части Ижма-Печорской впадины, на Малоземельско-Колгуевской моноклинали и в северной части Печоро-Колвинского авлакогена. На северном Тимане в мелководно-шельфовом типе распространен терригенный разрез доманика. Доманик сложен пестроцветными или буроцветными аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами и полимиктовыми песчаниками. В нижней и средней частях присутствуют остатки редких брахиопод, рыб, отпечатки растений, споры и пыльца.

На Малоземельско-Колгуевской моноклинали и в северной части Ижма-Печорской впадины развит глинисто-карбонатно-терригенный тип разреза. Описание этого типа разреза приводится по скважине Нарьян-Мар. Терригенная пачка представлена песчаниками красно-бурными, кварцевыми, глинисто-железистыми, с каолинитом и буровато-серыми карбонатами, часто с детритом брахиопод, остракод, пелеципод, криноидей, с линзами органогенно-обломочного известняка.

На Среднем Тимане развит рифовый, глинисто-карбонатный тип разреза доманикового возраста. Выделяются литологические пачки: известняковая и глинистая. В нижней части разреза большую мощность имеют глинистые пачки, а в верхней — известняковые.

Рифовый тип вскрыт бурением на Низевой, Макарьельской, Пашшорской, Средне-Харьягинской, Северо-Командиршорской и других площадях. Низевой риф сложен доломитами светло-серыми, крупнокристаллическими, пористо-кавернозными, сульфатизированными. В его кровле залегают аргиллиты темно-вишневые, неравномерно известковистые, слюдистые, алевритистые, тонко- и линзовиднослоистые. На Пашшорской площади доманиковый риф (Пармузина, 2007) также подразделен на две толщи: нижняя сложена известняками серыми и темно-серыми, обломочными и органогенно-обломочными, в которых форменные элементы представлены обломками строматопор, верхняя представлена доломитами светло-серыми и розовато-серыми, вторичными, средне-крупнозернистыми, сульфатизированными, иногда стилолитизированными.

В Ухтинском районе доманиковый горизонт депрессионного типа выходит на поверхность в целом ряде обнажений по р. Ухте и по притокам Ухты — рекам Чуть и Доманик. Разрез

доманикового горизонта Ухтинского района представлен тонким переслаиванием типичных доманиковых пород (Максимова, 1970).

Нижняя пачка характеризуется большим количеством тонких пропластков черных сланцеватых кремнеизвестняков, обилием пластовых линз черного кремня и резким преобладанием среди чистых известняков птероподовой разности. Известняки с радиоляриями в этой пачке редки. Пласты и прослои птероподовых и пелециподово-птероподовых известняков обычно выдержаны, но часто бывают линзослоистыми. Их средняя мощность колеблется от 3–4 мм до 45 см, чаще всего в пределах 5–15 см.

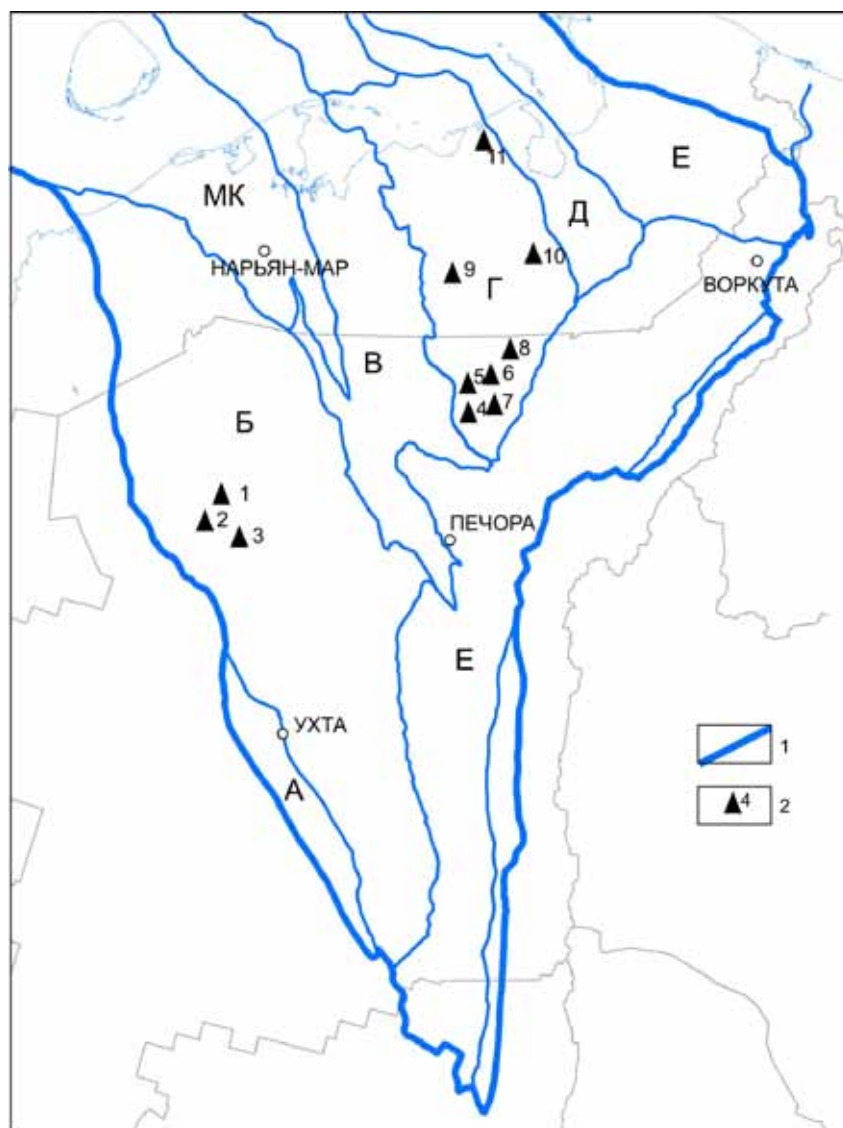
Фауна нижней пачки представлена преобладающими остатками птеропод, обильными наутилидами, гониатитами, пелециподами и лингулами.

Средняя пачка отличается резким преобладанием плитчатых кремне-известняков и разнозернистых кремнистых известняков, небольшим содержанием плотных известняков с чрезвычайно сильным окремнением, таким, что в некоторых обнажениях нацело окремненные прослои слагают до 70 % разреза. Мощность кремневых пластов достигает 15–20 см, иногда 30–35 см. Плотные известняки, как правило, серые, микрозернистые, с радиоляриями или с неопределимым органогенным шламом, с горизонтальными пластовыми поверхностями или со слабовыраженной линзовидной слоистостью. Никаких определенных фаунистических остатков, кроме радиолярий, не содержат.

Для верхней пачки наиболее характерно обилие крупных эллипсоидальных конкреций плотного известняка, расположенных группами одна над другой. Линзовидность известняков в верхней пачке выражена сильнее, чем в нижних. Резкие вздутия соединяются тонкими перемычками в 0,5–3,0 см толщиной. Линзовидные пласты слагаются полидетритовым известняком с богатой и разнообразной фауной: бухиолами, наутилидами, гониатитами, остракодами и птероподами.

В целом плотные известняки составляют около 30 % объема всей пачки. Преобладают в этой части разреза плитчатые кремнистые известняки, включающие пластовые линзы черного кремня, обычно тонкие, их суммарная мощность равна приблизительно 25–30 % мощности пачки. Распределение фауны в пачках разной кремнистости выражает особенности комплексов. Фауна доманика оказывается то солоноватоводной, то настоящей морской, иногда мелководной, иногда относительно глубоководной. Доманик отличается от подстилающих и перекрывающих отложений отсутствием водорослей, губок, криноидей, кораллов, мшанок, строматопорид и почти полным отсутствием фораминифер. В то же время птероподы, головоногие, пелециподы и радиолярии в доманике представлены несравненно богаче, чем в мендымском и особенно саргаевском горизонте и составляют основную массу доманикового комплекса фауны. Доманик характеризуется особым комплексом фауны, в котором преобладают планктонные формы. Такого рода соотношения типичны для более глубоких и удаленных от берега участков современных водоемов. Глубина доманикового бассейна была примерно 100–300 м. В депрессионном типе доманикитов накопление отложений происходило в глубоководных морских условиях с нормальной соленостью. Обязательными условиями были низкие скорости осадконакопления, обеспечивающие обогащение пород рассеянным органическим веществом.

В отложениях доманика выявлены нефтяные месторождения (Клещев, Шеин, 2010). Для рассматриваемых территорий в доманике описаны 11 месторождений (рисунок). Все месторождения нефтяные. Ловушки в основном пластово-сводовые и массивно-сводовые. В Возей-Костюгском поднятии ловушки неантиклинальные, стратиграфически экранированные и литологически экранированные. Литологические коллекторы карбонатные, а в Южно-Низевом и Западно-Ярейягинском месторождениях ловушки рифогенно-карбонатные. Высота ловушки — в основном от 25 до 80 м, а в Возейском месторождении — 150–200 м. Глубина кровли пласта на западе — около 2000 м (от 2047 до 2114 м), на востоке — более 3000 м (до 3856 м). Абсолютная отметка на западе — около –2000 м, (от –1850 до –2048 м). Высота залежей — от 10 до 38 м, на Возейском месторождении — >111–113 м. Открытая пористость небольшая, от 7 до 15 %. На Возейском месторождении открытая пористость — всего 0,5 %. Проницаемость значительная: на Низевом и Южно-Низевом месторождениях — 116 и 476 мД, на Возейских месторождениях она составляет на Костюгском поднятии 42,6 мД, на Центральном поднятии — 5–300 мД.



Месторождения в доманиковых отложениях Тимано-Печорской провинции.

Условные обозначения: 1 — границы НГП, НГО и НГР: А — Тиманская, Б — Ижма-Печорская, В — Печоро-Колвинская, Г — Хорейверская, Д — Варандей-Адзвинская, Е — Северо-Предуральская, МК — Мелоземельско-Колгуевский НГР. 2 — месторождения с нефтью в доманикитах: 1 — Низевое, 2 — Южно-Низевое, 3 — Щельяюрское, 4 — Возей (Костюгское поднятие), 5 — Возей (Центральное поднятие), 6 — Западно-Хатаяхское, 7 — Верхнемакарихинское, 8 — Баганское, 9 — Восточноколвинское, 10 — Западно-Ярейягинское, 11 — Им. Р. Требса (Варкнавтское)

Общая мощность пласта — от 12 до 95 м, эффективная мощность — от 2,3 до 14,5 м. Плотность нефти — в среднем от 0,822 до 0,877, в Верхнемакарихинском месторождении она составляет 0,903 г/см³, в месторождении им. Р. Требса — 0,907 г/см³.

К наиболее крупным залежам в доманикитах относится залежь нефти на Баганском месторождении (Гайдеек и др., 2008). Здесь в 1984 г. в поисковой скважине № 2 при опробовании интервалов 3141–3145 м и 3180–3230 м (D₃dm–D₃f₃) получен фонтанный приток нефти дебитом 97,2 м³/сут через 7-ми миллиметровый штуцер и 223,8 м³/сут на 15-ти-миллиметровом штуцере. Продуктивны на Баганском месторождении карбонаты всей доманиково-задонской депрессионной толщи, здесь выделено четыре пачки карбонатов. По литологическому составу коллекторы карбонатные. Коллекторы приурочены к фациям палеоподнятий. Залежи нефти пластовые, сводовые, размером до 13x5,2 км и высотой до 140 м. Глубина залегания пласта в своде — 3166 м. Покрышкой для залежи служат вмещающие как глинисто-битуминозные породы, так и терригенно-глинистые породы евлановско-ливенского и карбонатно-глинистые породы раннефаменского возраста.

Рассчитанные ресурсы извлекаемой нефти из доманикитов в целом по Тимано-Печорской провинции составляют 104 млн тонн (Гайдеек и др., 2008).

Проведенные исследования в Тимано-Печорской провинции показали, что необходимо продолжать поиски и разведку залежей доманикитов. Кроме того, нужно выяснить, возможно ли промышленно использовать сланцевые углеводороды (Жарков, 2011) из доманиковых горизонтов Тимано-Печорской провинции.

Литература

Гайдеек В.И., Никонов Н.И., Петренко Е.Л. Перспективы нефтегазоносности доманикитов Тимано-Печорской провинции // Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности. СПб.: ВНИГРИ, 2008. С. 174–182.

Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

Жарков А.М. Оценка потенциала сланцевых углеводородов России // Геология и сырьевая база. 2011. № 3. С. 16–21.

Клецев К.А., Шейн В.С. Нефтяные и газовые месторождения России. М.: ВНИГНИ, 2010. Т. 1. 832 с.

Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 86 с.

Баженова Т.К., Шиманский В.К., Васильев В.Ф., Шапиро А.И., Яковлева Л.А., Климова Л.И. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.

Пармузина Л.В. Верхнедевонский комплекс Тимано-Печорской провинции (строение, условия образования, закономерности размещения коллекторов и нефтегазоносность). СПб.: Недра, 2007. 152 с.

ПРОБЛЕМЫ ТИПИЗАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

К.Ю. Оленова¹, А.В. Постников²

¹*ООО «Арктик-ГЕРС», Тверь, olenovaksen@mail.ru*

²*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, apostnikov@mtu-net.ru*

В настоящее время литологи-нефтяники сталкиваются с проблемами недостатка имеющихся классификаций карбонатных пород. Это касается главным образом классификации известняков.

За последние 10 лет накоплен большой объем информации, основанной на исследовании керна порядка 200 скважин продуктивных нефтегазоносных горизонтов различных регионов России (Тимано-Печорская, Волго-Уральская, Прикаспийская и Восточно-Сибирская НГП). Охватываемые исследованиями стратиграфические уровни находятся в диапазоне от раннего докембрия до триаса. Значительную роль в рассматриваемых разрезах играют разнообразные карбонатные породы.

Карбонатные породы-коллекторы отличаются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей, типов пустотного пространства и высокой степенью неоднородности, что обусловлено многофакторностью процесса образования этих пород. В их строении участвуют терригенные, хемогенные и биогенные составляющие. Каждая из составляющих формируется в результате собственных, присущих только ей, механизмов. Однако, несомненно, ведущая роль в карбонатных толщах различного возраста, за исключением докембрия, принадлежит известнякам, формирование которых во многом определяется биогенным фактором. Органические остатки могут находиться в породе как в прижизненном, так и в переотложенном состоянии, при этом в процессе переноса в средах с различной гидродинамической активностью их степень сохранности сильно варьирует.

Попытки классификации известняков не раз предпринимались как отечественными, так и зарубежными литологами, однако ни одна из разработанных схем не охватывает всего набора литотипов, встречающихся в практической работе литолога-нефтяника в различных регионах и на разных стратиграфических уровнях.

Седиментационная классификация известняков

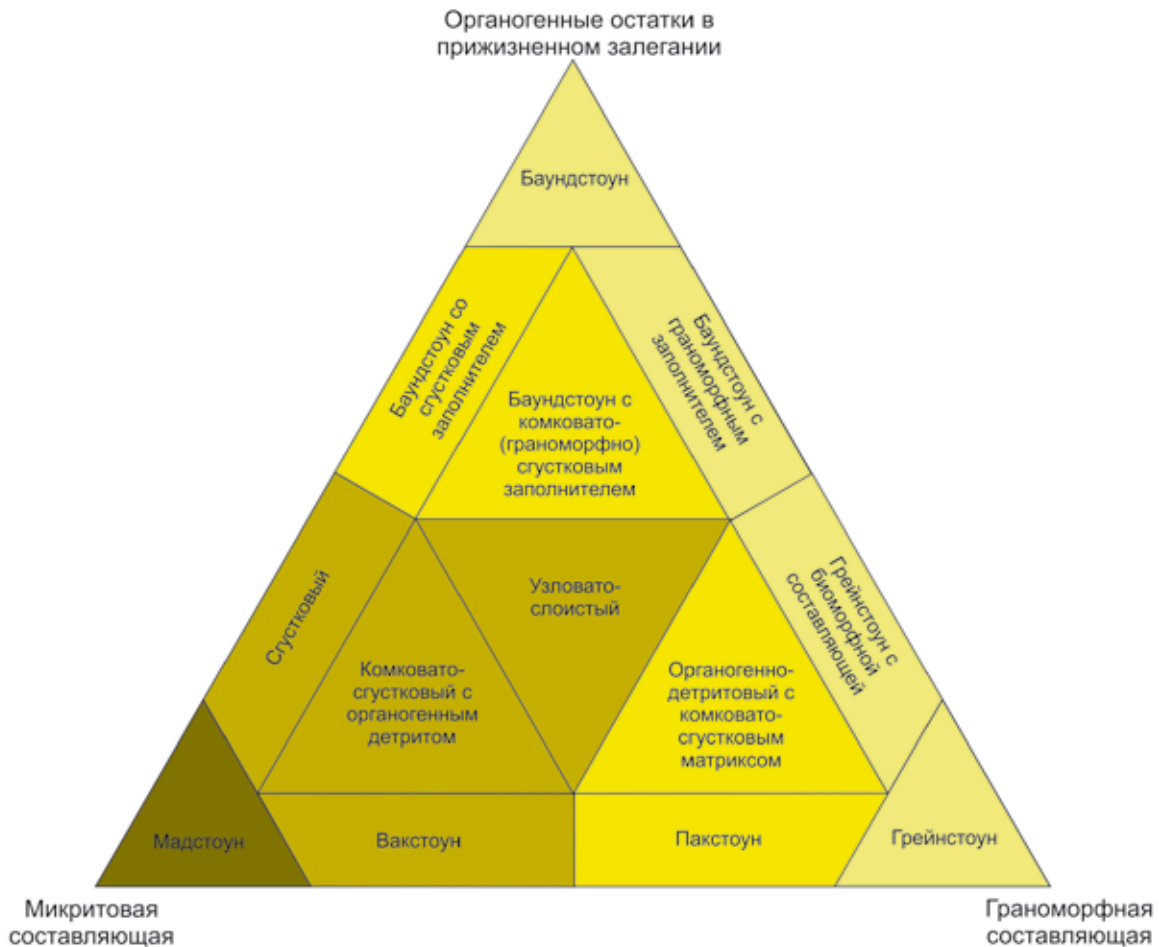


Рис. 1. Седиментационная классификация известняков

Обобщение накопленных данных дало возможность предложить новый вариант седиментационной классификации известняков и ее графического отображения, позволяющий решить некоторые проблемные вопросы.

Как известно, известняки состоят из нескольких структурных компонентов.

В основу предлагаемой классификации, как и во многих ранее разработанных, положены три структурных компонента:

- остатки организмов биогермообразователей в прижизненном залегании, образующие каркасный структурный компонент;
- граноморфная составляющая (органогенные обломки, детрит, форменные элементы и т.п.);
- однородная микрозернистая составляющая (микрит).

На этой основе построена треугольная диаграмма (рис. 1), показывающая количественные соотношения этих компонентов в породах, а ее разделение на 13 полей позволило составить достаточно полную седиментационную классификацию известняков, позволяющую идентифицировать большую часть встречающихся на практике разновидностей.

К полям, прилегающим к вершинам треугольника, приурочены типы известняков, названные в соответствии с классификацией Р.Дж. Данхема (Dunham, 1962):

- баундстоун;
- грейнстоун;
- мадстоун.

Два нижних поля, прилегающих к нижней стороне треугольника, вполне соответствуют подразделениям той же классификации:

- вакстоун;
- пакстоун.

Остальные 8 полей во внутренних частях диаграммы соответствуют породам, содержащим в различных сочетаниях все три компонента. Их образуют разности, которые лишь с большой долей условности можно отнести к указанным выше видам, либо вообще не находящие места в какой-либо из классификаций. Вместе с тем эти разности часто слагают не тонкие прослой или переходные зоны, а целые толщи, достигающие по мощности нескольких десятков метров, идентификация которых имеет важное практическое значение, поскольку в их составе присутствуют пласты как пород-коллекторов, так и флюидоупоров.

Верхние три поля позволяют разделить разности баундстоунов со значительным содержанием и различной структурой межкаркасного заполнения:

- баундстоуны со сгустковым заполнением;
- баундстоуны со сгустково-граноморфным заполнением;
- баундстоуны с граноморфным заполнением.

Такое разделение справедливо для пород различного возраста и мало зависит от типа каркасообразующих организмов. Однако именно эти литотипы слагают основу биогермных построек, к которым большей частью приурочены месторождения углеводородов, а следовательно, чаще всего представлены в керне разведочных скважин.

Эти типы пород формируются в существенно различных фациальных обстановках, что определяет и характер их первичного пустотного пространства. Причем баундстоуны с граноморфным заполнением обладают значительной пористостью в сочетании с кавернозностью. В баундстоунах со сгустково-граноморфным заполнением обычно развита только кавернозность, а пористость существенно снижается. Баундстоуны со сгустковым заполнением, как правило, не обладают пористостью, а каверны представлены фенестрами в сгустковой массе, которые нередко полностью залечиваются уже на стадии диагенеза.

Поле вдоль левой стороны треугольника между баундстоунами и мадстоунами занимают сгустковые известняки. Эти породы, с одной стороны, не обладают отчетливо выраженным каркасом, с другой — слагающая их микритовая масса в различной степени неоднородна и, по-видимому, сформировалась в результате жизнедеятельности циано-бактериальных сообществ. Эти породы слагают значительную часть карбонатных толщ самых разных возрастов. В отличие от мадстоунов первично эти породы обладали некоторым пустотным пространством, представленным мелкими порами между сгустками и более крупными фенестрами. Фациальные обстановки осадконакопления и последующая история их формирования не способствовали сохранности этого пустотного пространства, и в большинстве случаев оно залечено вторичным яскристаллическим кальцитом (спаритом).

Треугольные поля в нижней части диаграммы занимают известняки:

- комковато-сгустковые с органогенным детритом;
- органогенно-детритовые с комковато-сгустковым матриком.

Чаще всего эти породы относят к вакстоунам или пакстоунам, что не позволяет разделить толщи, формировавшиеся в существенно различных фациальных обстановках, выстроить последовательности смены литотипов при циклостратиграфических и литофациальных построениях.

Кроме того, эти породы существенно отличаются от вакстоунов и пакстоунов и по структуре пустотного пространства. Однородная микритовая масса в вакстоунах и пакстоунах не обладала первичным пустотным пространством, тогда как сгустково-комковатый матрикс обладал значительной пористостью, и ее сохранность определялась уже наложенными процессами. В особенности это касается известняков органогенно-детритовых с комковато-сгустковым матриком.

Поле вдоль правой стороны диаграммы между баундстоунами и грейнстоунами занимают грейнстоуны с биоморфной составляющей. Идентификация этих пород, как правило,

существенно затруднена, в частности, по стандартным петрографическим шлифам в связи с относительно малой долей биоморфной составляющей, часто представленной небольшими скоплениями цианей, остатками микрокодий, единичными строматопороидеями и другими. Однако эти породы часто существенно отличаются от типичных грейнстоунов, главным образом по текстурным особенностям, и в некоторых случаях слагают толщи значительной мощности, обычно биостромы. Пустотное пространство этих пород незначительно отличается от типичных грейнстоунов, существенно уменьшаясь в разностях с участием цианей.

Центральное поле диаграммы занимают весьма своеобразные породы, для которых принято рабочее название «известняк узловато-слоистый». В отличие от других литотипов, представленных на диаграмме, название этих пород дано по текстурному признаку, так как присутствующие в их составе три основных компонента известняков разделены по текстурным элементам весьма сложной конфигурации, не имеющим отчетливой слоистой приуроченности.

В геологической литературе, особенно в иностранной, часто употребляется термин «нодулярная текстура» (происходит от *nodularis* (лат. *nodulus* — узелок) — узловатый). Если же говорить об аналоге этого термина в отечественной специализированной литературе, то здесь сложно найти наиболее употребляемый термин. Для описания карбонатных пород нодулярной текстуры отечественные исследователи применяют самые различные термины (напр., «узловатый», «комковатый», «пятнистый», «желваковый», «петельчатый» и т.д.).

В целом порода чаще всего имеет текстурный облик (рис. 2), приближающийся к биогермным образованиям. Узловатые элементы пород чаще всего имеют сгустковую или почти однородную микритутовую структуру, сформировались, по-видимому, в результате жизнедеятельности циано-бактериальных сообществ и содержат различное количество органогенного детрита. Включающая узлы матрица обычно обладает слоистой микротекстурой и структурой, свойственной пакстоуну, вакстоуну, реже мадстоуну. Породы редко обладают значимым пустотным пространством. Подобные породы отмечаются в разрезах различного возраста, но в наибольшей степени развиты в силур-нижнедевонских отложениях Тимано-Печерской НГП.



Рис. 2. Узловато-слоистый известняк из нижнедевонских отложений Тимано-Печерской НГП

Одна из областей распространения карбонатных пород узловато-слоистой (нодулярной) текстуры приурочена к Печорской синеклизе. Здесь эти отложения изучались в поисково-разведочных скважинах, сведения о которых можно найти в работах А.И. Антошкиной, Т.В. Майдль, В.Вл. Меннера, Н.Б. Рассказовой и других. Более изученными являются естественные выходы данных отложений в пределах другой крупной области распространения известняков узловато-слоистой текстуры — Предуральском краевом прогибе, приуроченные к гряде Чернышева, поднятию Чернова, многочисленным естественным обнажениям вдоль Западного склона Урала, островам Печорского моря (Долгий, Матвеев и Большой Зеленец). Многими исследователями затрагивается тематика подобных пород. Более подробные сведения о них можно найти в работах Д.К. Патрунова, Т.В. Майдль, А.И. Антошкиной, К.Г. Войновского-Кригера. Исследованиями уральских геологов было

показано широкое распространение подобных известняков по всему западному склону Урала, на протяжении более чем 2500 км в терригенно-кремнистых отложениях. Данному вопросу посвящены работы Пучкова В.Н., Иванова К.С. и др.

В целях практического использования диаграммы для оценки коллекторского потенциала пород на диаграмме проведена заливка полей, интенсивность которой возрастает по мере снижения возможности формирования в породах открытого пустотного пространства, в соответствии с чем породы можно разделить на четыре группы.

1. Высокий коллекторский потенциал:
 - баундстоун;
 - баундстоун с граноморфным заполнителем;
 - баундстоун с биоморфной составляющей;
 - грейнстоун.
2. Умеренный коллекторский потенциал:
 - баундстоун со сгустковым заполнителем;
 - баундстоун с комковато (граноморфно)-сгустковым заполнителем;
 - органогенно-детритовый с комковато-сгустковым матриксом;
 - пакстоун.
3. Низкий коллекторский потенциал:
 - узловато-слоистый;
 - сгустковый;
 - комковато-сгустковый с органогенным детритом;
 - вакстоун.
4. Отсутствие пустотного пространства:
 - мадстоун.

Реализация коллекторского потенциала выделенных групп пород во многом зависит от диагенетических и эпигенетических преобразований, которые рассматриваемая диаграмма не отражает.

Литература

Войновский-Кригер К.Г. О петельчатой текстуре известняков из ордовика и силура западного склона Полярного Урала // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1970. Т. 45. Вып. 4. С. 40–45.

Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. Пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.

Меннер В.Вл. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1989. 133 с.

Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. Сыктывкар, 1983. 136 с.

Патрунов Д.К., Шурыгина М.В., Черкесова С.В. Силур и нижний девон на острове Долгом // Силурийские и нижнедевонские отложения о-ва Долгого. Свердловск, 1980. С. 3–26.

Патрунов Д.К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 27–67.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Пелагические «петельчатые» известняки на Западном склоне Урала // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1985. Вып. 2. С. 59–68.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: Classification of carbonate rocks // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. V. 1. P. 108–121.

РОЛЬ РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.В. Омельченко, В.В. Пошибаев, И.А. Китаева

РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, olgaouliya@gmail.com

Объектом исследования являются рифей-венд-кембрийские отложения юга Сибирской платформы. Эти отложения представляют собой основной объект для поисков месторождений углеводородов на территории Сибирской платформы. В работе были изучены образцы кернового материала новых скважин, пробуренных в пределах Непско-Ботуобинской и Байкисткой НГО (Могдинская, Марковская, Большетирская, Юрубчено-Тохомская площади).

Изученные отложения в основном представлены карбонатными породами органогенного генезиса. Основными породообразующими организмами являются цианобактерии, которые формировали сообщества различного типа.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы были исследованы отложения венд-кембрийского возраста, представленные карбонатными породами. В органогенных породах здесь выделяется два типа цианобактериальных сообществ — строматолитовые и кальцибионтов. В пределах Байкисткой антеклизы были исследованы отложения рифейского возраста, представленные карбонатно-кремнистыми породами органогенного генезиса. Здесь выделяется один тип цианобактериальных сообществ — строматолитовый.

Сообщества строматолитов и кальцибионтов различаются по способу обызвествления, в результате чего формируются различные типы пустотного пространства. Как венд-кембрийские, так и рифейские цианобактериальные сообщества юга Сибирской платформы развивались в условиях теплого морского бассейна нормальной солености на относительно небольшой глубине, доступной для проникновения света. В строматолитах осаждение слоя CaCO_3 происходило при резком изменении pH в зоне фотосинтеза (Кузнецов, Постникова, 1985). Этот способ осаждения осуществлялся механическим и биохимическим путем. Кальцибионты выработали инструмент для образования карбонатной оболочки при увеличении концентрации солей в воде (Лучинина, 1985). Вследствие различного механизма обызвествления строматолитов и кальцибионтов в породах сформировалось различное по морфологии пустотное пространство. В строматолитах первичное пустотное пространство представлено межслойковыми пустотами, а в сообществах кальцибионтов — внутрикаркасными пустотами между кустиками построек и их карбонатными оболочками. Соответственно, в породах-коллекторах, в основе которых находятся строматолитовые сообщества, пустотное пространство имеет щелевидный облик, а в породах-коллекторах, образованных кальцибионтами, пустотное пространство наследует морфологию внутрикаркасных пустот.

В породах широко развиты вторичные процессы, которые играют также важную роль в процессе формирования пустотного пространства. Вторичные процессы носят унаследованный характер — их развитие происходило по первично образованным каркасам цианобактериальных сообществ, и направленность зависела от типа сообщества. Стадиальный анализ показывает, что вторичные изменения происходили в определенной последовательности.

В венд-кембрийских отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы выделяются следующие основные литотипы: доломиты разнокристаллические, доломиты разнокристаллические с реликтовой органогенно-водорослевой структурой, доломиты строматолитовые, доломиты комковато-сгустковые, доломиты обломочные, ангидрито-доломиты. Объектом исследования являлись доломиты разнокристаллические с органогенно-водорослевой структурой и доломиты строматолитовые.

Доломиты разнокристаллические с реликтовой органогенно-водорослевой структурой сложены интенсивно перекристаллизованными реликтами цианобактериальных образований. Часто видны лишь контуры органогенных форм и их «тени» (0,4–10,0 мм), иногда присутствуют сгустки, чаще микрокомочки (0,02–0,06 мм) пелитоморфного кальцита, биогенной природы.

Наблюдается заполнение вторичными кристаллами кальцита (0,3–1,0 мм) первичного биогенного каркаса. Процессы выщелачивания также в основном развиваются по первичному внутрикаркаскому пространству. Отмечаются каверны размером от 0,05 до 0,2 см, частично или полностью заполненные галитом. Развита сульфатизация — выделение единичных кристаллов ангидрита и галита. Доломитизация представляет собой выделение кристаллов доломита ромбической формы по первичному органогенному известняку. Встречаются зубчато-столбчатые микростилолитовые швы (амплитуда до 0,5 мм), с приуроченной к ним глинистой прослойкой толщиной до 0,05 мм, заполненной глинистым и органическим веществом. Наблюдается включение органического вещества по трещинам, стилолитовым швам и по порам. Породы пористые, пустотное пространство в породе представлено микротрещинами с раскрытостью 0,05–0,15 мм, пустотами выщелачивания, развитыми по трещинам, остаточными пустотами в первичной структуре породы размером 0,5–4 мм, а также межкристаллическими пустотами, размер которых не превышает 0,2 мм.

Доломиты строматолитовые сложены кристаллами доломита размером от 0,01 до 0,1 мм, а также микротовыми комочками и сгустками доломита. Среди вторичных процессов отмечаются: сульфатизация (выделение единичных кристаллов ангидрита), кальцитизация (заполнение вторичными кристаллами кальцита (до 0,5 мм) порового пространства). Встречается послонное распределение органического вещества. Отмечаются многочисленные пустоты выщелачивания размером до 2–3 мм, развитые по трещинам. Также отмечаются многочисленные каверны выщелачивания размером до 1,5 см, частично заполненные галитом. Отмечаются многочисленные горизонтальные стилолитовые швы зубчато-столбчатого типа с амплитудой до 0,3 мм и с прослойкой толщиной до 0,02 мм, заполненной глинистым и органическим веществом. Породы пористые, низкопористые. Размер пор и каверн изменяется от 0,02 до 3,0 мм; форма пор и каверн неправильная, изогнутая, округлая, овально-вытянутая.

В рифейских отложениях Байкитской антеклизы выделяются следующие основные литотипы: доломиты строматолитовые с различными типами органогенно-водорослевых структур, доломиты разнокристаллические, доломиты интракластовые, доломиты комковато-сгустковые, карбонатно-кремнистые породы и сульфатно-карбонатные. Объектом исследования являлись доломиты строматолитовые с различными типами органогенно-водорослевых структур.

В результате проведения исследований доломитов строматолитовых кружевных были выявлены особенности структуры породы, ее минерального состава и структуры пустотного пространства. Особенности структуры породы подтверждают её цианобактериальный генезис, который выражается в наличии сферовидных стяжений, округлых и нитчатых бактериальных форм. Первичная структура породы во многом изменена вторичными процессами: перекристаллизацией, окремнением и доломитизацией. При этом раннедиагенетические процессы часто подчеркивают первичную структуру. Так, например, кристаллы галита и выделение ранних генераций халцедона распределяются в первичном межслоевом пространстве цианобактериальных образований. Наблюдается неравномерное распределение плотной доломитовой и относительно пористой кремнистой составляющих. Выявляются несколько генераций выделения кремнистого вещества. В карбонатной части породы отмечаются редкие пустоты выщелачивания, в которых наблюдаются кристаллы кварца. В редких пустотах, сохранившихся в карбонатной части породы, наблюдаются выделения вторичных кристаллов доломита, имеющих зональное строение. Зональность обусловлена выделением каемок железистого вещества по кристаллографическим очертаниям. В породе наблюдаются выделения различных аутигенных минералов: пирита, рутила, микроклина. Кроме того, в породе выявлена система тонких извилистых трещин, заполненных кристаллами железистого доломита. Причем в трещинном пространстве, заполненном вторичными кристаллами, наблюдаются системы мелких пустот на контакте кристаллов разных генераций, заполняющих трещину. В отдельных участках в системах взаимно пересекающихся трещин, заполненных кристаллами доломита, отмечаются системы пустот выщелачивания. Но размер этих пустот крайне незначителен и составляет 1–2 мкм. Доломиты строматолитовые с реликтовой кружевной структурой имеют крайне незначительную пустотность, по данным оптических исследований не превышающую

2 %, которая связана с остаточными внутрикаркасными пустотами, пустотами выщелачивания и трещинами. Трещины единичные, часто частично или полностью минерализованы.

В доломитах комковато-сгустковых отмечаются карбонатная и кремнистая части, причем кремнистая представлена обломочной и раннедиагенетической составляющей. На микроуровне отмечены несколько типов пустот. Межкристаллические пустоты приурочены к доломитовой составляющей породы. Их размер в среднем составляет 4–5 мкм. С карбонатной частью породы связаны и пустоты выщелачивания размером 3–6 мкм. В кремнистой части породы особенности морфологии пустотного пространства указывают на их первичный характер. Размер их незначителен и составляет 25–30 мкм. В породе отмечены выделения аутигенных кристаллов рутила, апатита, халькопирита и микроклина. Обломки кварцевых зерен часто имеют титано-магнетитовую рубашку. Отмеченные в породе трещины минерализованы железистым доломитом. В доломите комковато-сгустковом объем пустотного пространства по данным разных методов сильно различается, что определяется их разной разрешающей способностью. Так как размер пустот не превышает в основном 0,02–0,27 мм, и они между собой практически не связаны, то в прокрашенных шлифах пустотность составила не более 0,5 %, а по данным рентгеновской микротомографии, эта цифра составляет 6,55 %. Пустоты связаны с мелкими порами внутри кристаллов и межкристаллическим пространством.

В доломитах строматолитовых тонкослоистых строматолитовые ламины сложены кристаллами доломита, имеющими пластинчатое строение, которые располагаются в породе послойно. Между кристаллами доломита наблюдаются пустоты с явными следами процессов выщелачивания. В межслоевом пространстве отмечены многочисленные пустоты, заполненные вторичным железистым доломитом и битумом. Размер пустот 250–300 мкм. В породе отмечены выделения аутигенных кристаллов апатита. Таким образом, в доломите строматолитовом слоистом пустотное пространство представлено преимущественно остаточными пустотами строматолитового каркаса и в небольшом количестве пустотами выщелачивания по трещинам. Размер пустот сильно колеблется от 0,01 мм до 0,5 мм. По данным рентгеновской томографии пористость исследуемого образца данного литотипа составляет 6,4 %.

Литература

Кузнецов В.Г., Постникова О.В. Особенности строения природного резервуара органогенных построек нижнего кембрия Непско-Ботубинской антеклизы // Бюл. МОИП, отд. Геол. 1985. Т. 60, № 4. С. 118–119.

Лучинина В.А. Водорослевые постройки раннего палеозоя Сибирской платформы / Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1985. С. 45–50.

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ЦЕОЛИТОВ НА АККУМУЛЯЦИЮ И МИГРАЦИЮ ПЛАСТОВЫХ ФЛЮИДОВ В ОБРАЗЦАХ КЕРНА ИЗ ЮРСКИХ И НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯМАЛЬСКОГО НГР

Е.П. Осипова, Я.Х. Саэтгалеев, Э.М. Петрова

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени, Когалым,
troshina@nipi.ws.lukoil.com*

Цеолитизация пород юрских и неоконских отложений на северных территориях является одним из основных постдиагенетических процессов. Процесс цеолитизации выражается в ломонтитизации песчаников и алевропесчаников и нередко накладывается на участки, испытавшие хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию, пиритизацию и лейкоксенизацию (Коробов и др., 2012). При этом роль цеолитов в формировании коллекторских свойств юрских и неоконских отложений северных территорий Западно-Сибирского НГБ, содержащих скопления углеводородов, достаточно подробно освещена в работах многих исследователей (Поспелов и др., 1995; Коробов и др., 2009; Ершов и др., 2012; Коробов и др., 2012; Саэтгалеев и др., 2012). Тем не менее, необходимо отметить, что изучение влияния цеолитов на

изменение фильтрационно-емкостных свойств терригенно-осадочных пород, на аккумуляцию и миграцию пластовых флюидов и на процессы разработки не потеряло своей актуальности и в настоящее время. При разработке геолого-технологических мероприятий по освоению цеолитизированных коллекторов необходимо учитывать как собственно физико-химические свойства цеолитов, так и зоны развития и распределения цеолитизированных пород в пределах месторождения.

В лабораториях ЦИКиПФ филиала ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «Когалым-НИПИнефть» в г. Тюмени были проведены комплексные исследования образцов керн из месторождений Ямальского НГР. В качестве материала для исследования использовались цеолитизированные породы Пякяхинского месторождения. При внешнем осмотре образцов наблюдается неравномерная пятнистая цеолитизация.

Аналогичная картина наблюдалась у образцов керн, отобранных из скважин, пробуренных на Пякяхинском, Южно-Мессояхском, Хальмерпаютинском и Северо-Хальмерпаютинском месторождениях, расположенных в пределах Большехетской впадины.

Из раздробленных цеолитизированных образцов керн была выделена мономинеральная фракция цеолита при помощи смеси бромформа со спиртом с $\rho=2,4 \text{ г/см}^3$. Состав выделенной мономинеральной фракции уточнялся методом рентгеноструктурного анализа, по данным которого мономинеральная фракция представлена ломонтитом (межплоскостные расстояния с $d=9,46; 6,83$ и $4,15 \text{ \AA}$ (Михеев, 1957)).

Для изучения содержания углеводородов проведён хроматографический анализ 54 образцов керн Пякяхинского и Южно-Мессояхского месторождений. Из них 43 образца цеолитизированные и 11 нецеолитизированные. Полученные хроматографические данные подвергались детальному изучению: исследовались углеводороды, адсорбированные в поровом пространстве керн от C_1 до C_{23} . Исследования проводились на хроматографе Agilent Technologies 7890A (фирма Хьюлетт Паккард, США).

На рисунке 1 представлены графики зависимостей компонентного состава углеводородов от C_1 до C_{23} от их удельного содержания в образцах керн. Исследуемые образцы, отобранные из пластов БУ₁₆⁰, БУ₁₆, БУ₁₅², БУ₁₅¹, БУ₁₄, имеют сходные литотипы — это **алевролиты** мелко-крупнозернистые, песчаные-песчанистые, слойчатые, слюдистые и **цеолитизированные**. Кроме того, образцы имеют примерно одинаковые ФЭС свойства: относятся к VI классу коллекторов по классификации Ханина. На всех рисунках наблюдается примерно одинаковая картина: три зоны распределения углеводородов. **Первая зона** — содержание метана. Молекула метана, имея наименьшие размеры и обладая наибольшей подвижностью, свободно диффундирует в пределах пласта, накапливаясь благодаря флюидоупорам. **Вторая зона** —

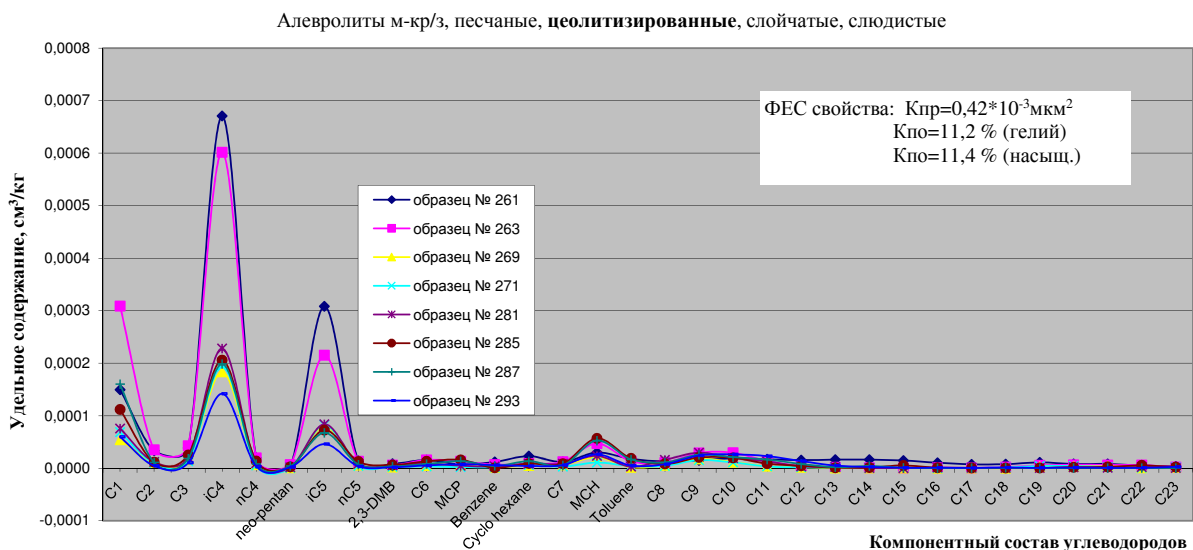


Рис. 1. Графики зависимости компонентного состава УВ от их количественного содержания в цеолитизированных образцах керн Пякяхинского месторождения, скважина 301, пласт БУ₁₆⁰

содержание углеводородов от C₂ до n-C₅. Эти гомологи метана имеют большую, по сравнению с метаном, сорбционную способность и низкий коэффициент диффузии, что позволяет им концентрироваться в пределах пласта. Наибольшее содержание приходится на *изо-бутан* и *изо-пентан*. **Третья зона** — содержание тяжелых углеводородов от C₆ до C₂₃. Содержание этих углеводородов очень незначительное по сравнению с рассмотренными.

На рисунках 2, 3 представлены графики зависимостей компонентного состава углеводородов от C₁ до C₂₃ от их удельного содержания в образцах керна. Исследуемые образцы, отобранные из пластов БУ₁₃, БУ₁₄, имеют сходные литотипы — это **алевролиты** мелко-крупнозернистые, песчаные-песчанистые, слоистые, слюдистые и **нецеолитизированные**. Образцы относятся к VI классу коллекторов по классификации Ханина. На этих рисунках видно, что характер распределения углеводородов отличается от рассмотренного выше. Содержание углеводородов от C₁ до C₁₂ меняется скачкообразно: наибольшие содержания приходятся на *изо-бутан*, *изо-пентан*, *метилциклопентан*, *метилциклогексан* и *октан*. Содержание углеводородов от C₁₂ до C₂₃ незначительное.

Различия в распределении углеводородов в цеолитизированных и нецеолитизированных алевролитах имеют своё объяснение. Цеолиты, обладая упорядоченной кристаллической

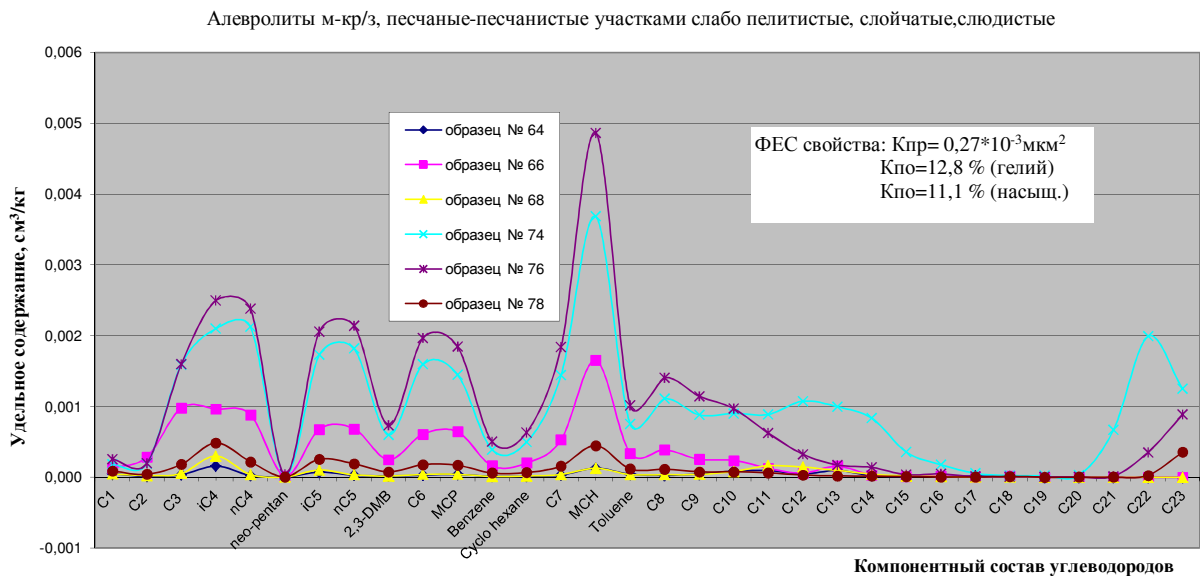


Рис. 2. Графики зависимости компонентного состава УВ от их количественного содержания в образцах керна Пякяхинского месторождения, скважина 301, пласт БУ₁₃

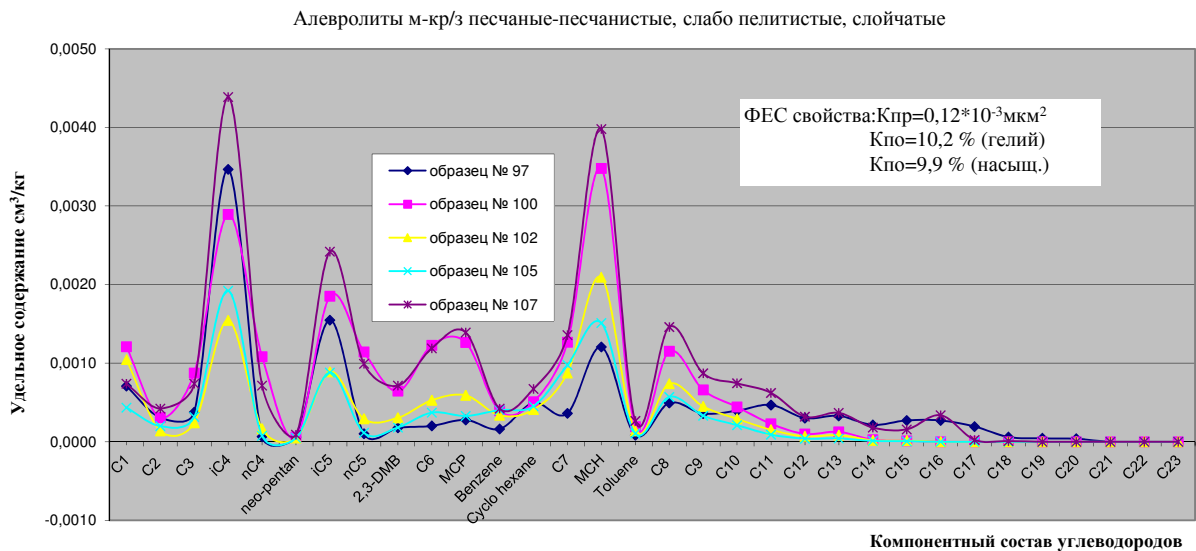


Рис. 3. Графики зависимости компонентного состава УВ от их количественного содержания в образцах керна Пякяхинского месторождения, скважина 2015, пласт БУ₁₄

структурой и определённым размером входных окон, способны адсорбировать углеводороды. Адсорбция носит избирательный характер. Сорбируются только те молекулы углеводородов, критический диаметр которых меньше эффективного диаметра окон. Гидратированный ломонтит имеет следующие размеры окон: $4,6 \times 6,3 \text{ \AA}$ с долей свободного объёма в структуре 34 % (Брек, 1976).

Для нахождения корреляций между кристаллографическими размерами окон цеолитов и размерами молекул различных адсорбатов следует составить шкалу размеров молекул. Наиболее эффективно использовать кинетический диаметр молекул. Кинетический диаметр Φ равен наименьшему расстоянию между двумя молекулами, сталкивающимися с нулевой начальной кинетической энергией. Для таких длинных молекул, как углеводороды, кинетический диаметр принимается равным наименьшему поперечному диаметру.

Таким образом, в соответствии с критическими размерами молекул и диаметром окон, цеолиты адсорбируют углеводороды C_1-C_6 . Для проникновения в каналы цеолита более крупных молекул углеводородов требуется дополнительная активация для преодоления ими потенциального барьера, образуемого адсорбированными на внутренней поверхности цеолита гидратированными обменными катионами. Не рассматривая основные принципы физической адсорбции на твёрдых телах, следует отметить, что цеолиты обладают упорядоченной системой внутренних пор и адсорбция на них описывается изотермой I типа по классификации Брунауэра или изотермой Ленгмюра. Изотермы адсорбции на кристаллических цеолитах не имеют гистерезиса, характерного для изотерм адсорбции на аморфных микропористых адсорбентах. Адсорбция и десорбция полностью обратимы, так что десорбционная ветвь совпадает с адсорбционной. Адсорбированные молекулы определённым образом связаны друг с другом. В рассматриваемом случае эта связь осуществляется силами Ван-дер-Ваальса: дисперсионное, ориентационное, индукционное взаимодействие. Она ослабевает с повышением температуры, так как усиливаются колебания молекул. Этот факт необходимо учитывать при разработке методов повышения нефтеотдачи на месторождениях этого региона.

Природные цеолиты оказывают существенное влияние на формирование резервуаров углеводородов как в вулканогенно-осадочном комплексе, так и в магматических породах. Несомненна роль этих минералов и в процессах миграции, аккумуляции нефти и газа, а также в изменении их состава и физико-химических свойств залежи. Цеолиты — не только «геологический термометр» термобарической обстановки постмагматических процессов, но и индикатор зон возможного нефтегазоаккумуляции. В связи с этим актуальна постановка более глубоких комплексных исследований цеолитов и процессов цеолитизации в разных нефтегазоносных бассейнах, прежде всего в районах Западной Сибири.

Литература

- Ахалбедашвили Л.Г. Каталитические и ионообменные свойства модифицированных цеолитов и сверхпроводящих купратов: Дис. д-ра хим. наук. Тбилиси, 2006. 195 с.
- Белицкий И.А., Горбунов А.В., Дребуцак В.А. и др. Количественное определение содержания цеолитов в горных породах. Термохимический метод. Новосибирск: Наука, 1988. 10 с.
- Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976. 781 с.
- Иванов В.П. и др. Термический анализ минералов и горных пород Л.: Недра, 1974. 399 с.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Елисеева Л.В. Гидротермальный литогенез и его роль в формировании рифтогенно-осадочного нефтегазоносного комплекса платформ // Известия Саратовского университета. 2012. Т. 12. Сер. Науки о Земле. Вып. 1. С. 47–57.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Недра, 1957. 870 с.
- Поспелов В.В., Шнип О.А. Цеолиты нефтесодержащих пород шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 8. С. 15–20.
- Саитгалеев Я.Х., Мазитов М.Р. Оценка продуктивности коллекторов способом статистической корреляции лабораторных данных (Пякяхинское месторождение, скважина 2020) // Георесурсы. 2012. № 2. С. 46–50.
- Смит Дж.В. Структура цеолитов // Химия цеолитов и катализ на цеолитах. М.: Мир, 1980. 506 с.
- Термохимическое количественное определение цеолитов в горных породах. Инструкция № 235-Ф. НСАМ ВИМС, 1987. 8 с.
- <http://www.iza-online.org/natural/Datasheets/Laumontite/laumontite.htm>

НАНОЗОЛОТО В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Б.М. Осовецкий

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь,
opal@psu.ru*

В трудах многих ученых при характеристике тонкодисперсного золота в рудах осадочного происхождения отмечалась вероятность нахождения еще более мелких его частиц (Петровская, 1973). На начальном этапе развития наноминералогии сведения о присутствии нанозолота в осадочных породах публиковались крайне редко. Однако в последние годы появилось много новой информации, которая позволяет сделать некоторые обобщения.

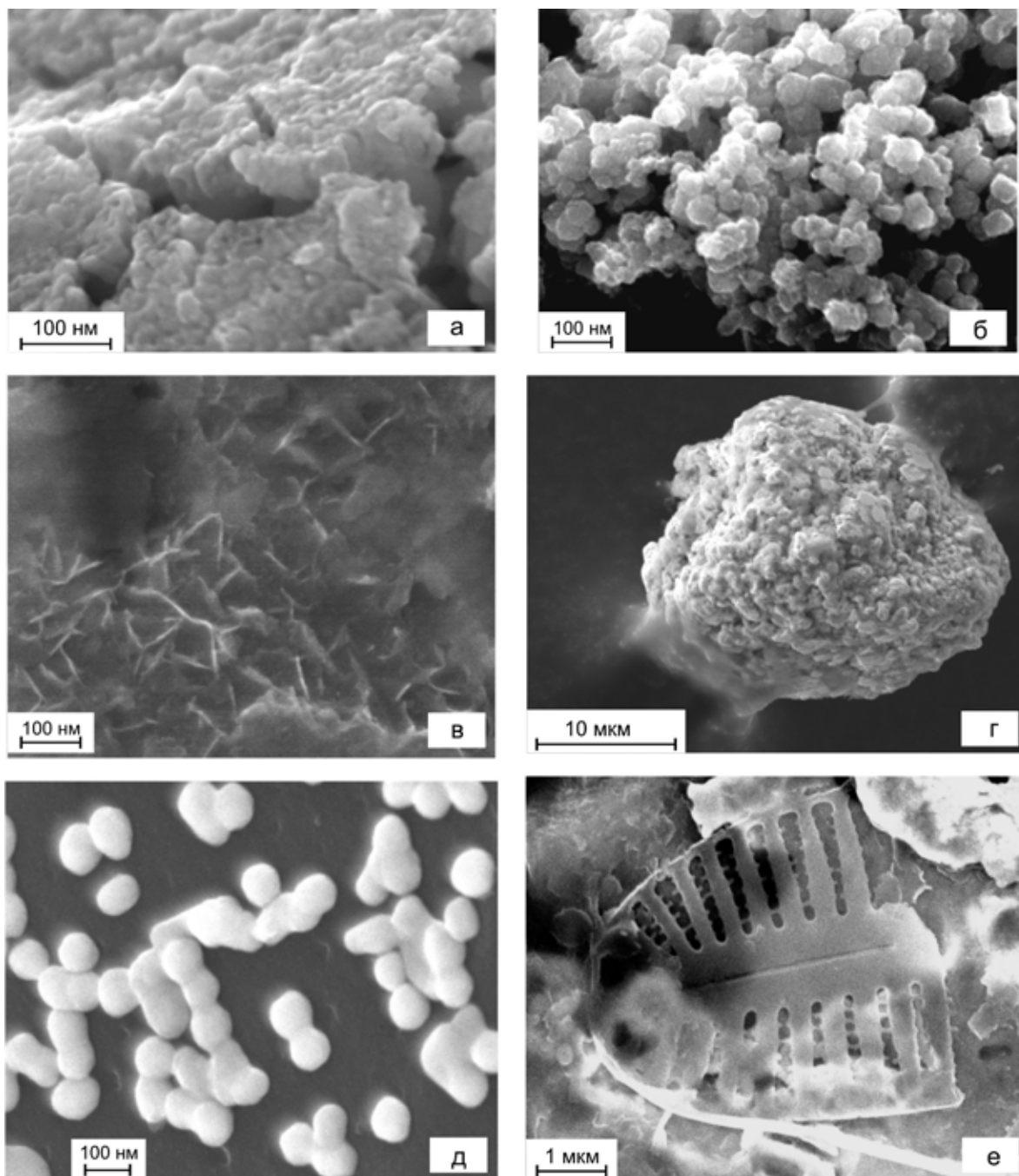
Механизмы образования нанозолота в осадочной оболочке Земли. Нанозолото довольно широко распространено в осадочных породах разного генезиса, что предопределяется присутствием в коренных породах иногда в повышенных количествах минералов-концентраторов наноразмерных частиц металла. В свою очередь, способность этих минералов захватывать наночастицы золота в процессе своего роста обусловлена законами эндокриптии (Таусон, 1999). К основным минералам-концентраторам нанозолота в первую очередь относятся сульфиды гидротермального происхождения, среди которых заметно выделяется арсенипитрит и мышьяковистый пирит. Присутствие в них наночастиц золота широкого размерного диапазона установлено методами высокоразрешающей электронной микроскопии (Reich et al., 2006; Моисеенко, 2010 и др.). Кроме того, наночастицы золота концентрируются в пирротине, халькопирите, галените, сфалерите, ковеллине, марказите, висмутине, гетите, магнетите и др. Следует отметить также тот факт, что нанозолото часто распределяется не столько внутри зерен минералов-концентраторов, сколько на их поверхности (Reith et al., 2010).

В корах выветривания («железных шляпах») месторождений золото-сульфидно-кварцевой и некоторых других формаций происходит разложение железистых сульфидов и высвобождение частиц нанозолота. Такие коры выветривания можно рассматривать как природные «фабрики» преобразования формы нахождения нанозолота и появления большого количества наноразмерных его частиц. Доказательством является соответствующее строение наростов «нового» золота на зернах матричного металла, которые состоят из наночастиц (Осовецкий, 2012, рисунок а, б).

Другой механизм образования наночастиц золота на поверхности Земли реализуется в процессе истирания зерен россыпного золота или минералов-концентраторов при переносе в речных водотоках. Особенно в больших масштабах вероятно проявление данного процесса в водотоках, размывающих коры выветривания месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Даже при незначительном переносе наночастицы «нового» золота относительно легко удаляются с поверхности матричного металла или минерала-концентратора из-за непрерывных столкновений с другими минералами и трения о дно водотока. Кроме того, дальнейшее истирание золотин также может приводить к отщеплению наноразмерных частичек поверхностного слоя, который отличается значительным количеством дефектов.

Высвободившееся при переносе в водных потоках наноразмерное золото способно переходить в состав коллоидных растворов и мигрировать на значительные расстояния. Их осаждение возможно под влиянием хлоридных растворов, железистого и углеродистого вещества. Роль последних в качестве геохимических барьеров к настоящему времени доказана экспериментально. Об этом свидетельствуют также многочисленные случаи наблюдения в корах выветривания и на поверхности матричного золота золотожелезистых скоплений, имеющих характерную форму «звездчатых» агрегатов. В их составе в большом количестве присутствуют игольчатые наночастицы золота (рисунок в). Иногда образуются плотные скопления множества наночастиц (рисунок г). Интенсивное осаждение нанозолота наблюдается на поверхности активированного хлором угля (рисунок д).

В природе возможны и другие геохимические барьеры, которые обуславливают коагуляцию коллоидных растворов с мицеллами нанозолота. В процессе старения коллоидов они становятся частью метаколлоидных новообразований (Новгородова, 2005). Местами



Природные формы нанозолота: а — корочка наночастиц золота на поверхности матричного металла из коры выветривания; б — рыхлый агрегат наночастиц золота в углублении поверхности матричного металла; в — золото-железистый агрегат; г — тонкое золото агрегатного строения, образованное из наночастиц под влиянием механизма природной амальгамации; д — отдельные наночастицы золота и их агрегаты на поверхности активированного угля; е — псевдоморфоза золота по скелету диатомовой водоросли (Вятско-Камская впадина)

массового выпадения нанозолота в осадок могут быть прибрежно-морские зоны осаждения железистого, глиноземистого и марганцевого вещества, а также глинистого и кремниевого.

Важную роль в мобилизации нанозолота в осадочной оболочке Земли играют микроорганизмы. Экспериментально установлена специфическая деятельность некоторых видов бактерий, водорослей и грибов, которые активно поглощают золото в процессе своей жизнедеятельности (Куимова, 2004; Southam et al., 2009; Gadd, 2010). В частности, неоднократно фиксировались псевдоморфозы золота по скорлупкам диатомей (Амосов,

Васин, 1995), в строении которых нами установлено присутствие наноразмерных элементов (рисунок е).

Рудные формации с нанозолотом. Образование наночастиц золота в свободном виде обычно сопровождается процессами их рассеивания. Лабораторные эксперименты показали, что нанозолото является весьма эфемерным и неустойчивым во времени образованием, а получить его искусственным путем чрезвычайно трудно. Соответствующие процессы в природе проявляются повсеместно обычно в форме сорбции нанозолота поверхностью зерен различных минералов. Однако в некоторых рудных формациях создаются благоприятные условия для реализации различных механизмов концентрации нанозолота.

В рудах формаций *кор выветривания* (на золото-сульфидно-кварцевых, золото-сульфидных, колчеданных и других месторождениях) нанозолото способно концентрироваться благодаря особым свойствам наночастиц: высокой поверхностной энергии, ненасыщенности электрических и т.д. (Жмодик и др., 2007). Активным механизмом концентрации нанозолота является процесс его осаждения на поверхность матричного металла. Этому способствует как собственная поверхностная активность наночастиц золота, так и специфическое состояние приповерхностного слоя матричного металла (обилие различных деформаций и микродефектов, в т.ч. нанотрещин и нанопор, «рубашек» гидроксидов железа и марганца, включений минералов и т.д.). При наличии большого количества наночастиц и достаточной длительности процесса образуются сплошные пленки и корочки «нового» золота (см. рисунок а).

Другим эффективным механизмом концентрации нанозолота в корах выветривания является процесс природной амальгамации, который приводит к появлению сложных агломераций золота, размеры которых достигают 1 мм и более. Образованные в результате этого процесса агрегаты состоят из сложной иерархии наночастиц и их микроагрегатов разной крупности (см. рисунок г). Слагающие их наночастицы являются ртутистыми фазами золота, электрума, амальгамами разного состава, особенно $(Au, Ag)_3Hg$ и $(Au, Ag)_3Hg_2$, и интерметаллидами золота, ртути, свинца, меди и т.д. (Осовецкий, 2012).

Весьма значительные ресурсы нанозолота предполагаются в рудах *золото-углеродисто-сульфидной (черносланцевой)* формации. Они характеризуются разнообразием форм нахождения нанозолота (свободные наночастицы, металлоорганические соединения, псевдоморфозы по организмам, нановключения в минералах, нанозолото в углеродистых нанотрубках и т.д.), присутствием нескольких видов минералов-концентраторов и проявлением комплексных механизмов концентрации.

Нанозолото концентрируется также в *золотоносных метаморфизованных конгломератах* (месторождения Витватерсранд и др.), где установлено несколько форм его нахождения, в т.ч. биоморфное нанозолото.

Особенно большое внимание следует уделить нанозолоту т.н. *нетрадиционных* месторождений (Карлин, Воронцовское и др.). Отличительными их особенностями являются тонкодисперсность оруденения, длительность процесса и многократное наложение эпох рудообразования, наличие сопутствующих золоту различных нанофаз, сложное сочетание седиментационных, литогенетических, метасоматических процессов при участии метаморфогенных и эндогенных.

Наконец, нельзя недооценивать ресурсный потенциал нанозолота *техногенных* месторождений. Среди них первоочередными объектами для исследования могут быть продукты переработки месторождений железистых кварцитов, угольные отвалы, хвостохранилища глинистых отходов и т.п.

Во всех перечисленных выше формациях нанозолото сопровождает более крупный металл и выявляется попутно. В некоторых случаях удается определить долю наноразмерного металла в общих запасах месторождения, однако такие примеры единичны (Моисеев, 2010).

В то же время для нанозолота могут быть установлены и другие рудные формации, что потребует применения новых методов прогнозирования и поисков.

Методы изучения. В настоящее время применяют разнообразные лабораторные методы выявления, визуализации, изучения состава и строения нанозолота (Куимова, 2004; Новгородова, 2005; Zhmodik et al., 2012 и др.). Однако многие исследователи отмечают, что не все

методы позволяют правильно оценить его содержание в породе. Например, пробирный метод сопровождается значительными потерями нанозолота в связи с летучестью его наноразмерных форм при повышенной температуре. Соответственно, предложен ряд альтернативных методов, учитывающих эти факторы (Росляков и др., 1995; Жмодик и др., 2007; Моисеенко, 2010).

Сложной проблемой является разработка лабораторных приемов, обеспечивающих концентрирование природных наночастиц золота. Совершенно неприемлемы в этом отношении гравитационные методы, т.к. влияние электрических и поверхностных эффектов на частицы нанозолота во много раз превосходит действие гравитации.

В то же время, изучая поведение наночастиц золота в природных объектах, можно использовать результаты наблюдений при разработке методов его концентрации не только в лабораторных, но и в промышленных условиях. В частности, важнейшей особенностью нанозолота является его способность к агрегации (Асхабов, Юшкин, 1999). Агрегация частиц нанозолота представляет собой эффективный процесс природной концентрации, имеющий определенное практическое значение. Именно в осадочных породах этот процесс самоорганизован и происходит наиболее эффективно. Существуют факторы, благоприятные для его развития и, наоборот, препятствующие ему. Познав и изучив эти факторы, можно будет создавать эффективные нанотехнологии «выращивания» золота (Конеев, 2008).

Литература

- Амосов Р.А., Васин С.Л. Онтогенез самородного золота России. М.: ЦНИГРИ, 1995. 151 с.
- Асхабов А.М., Юшкин Н.П. Кватеронный механизм генезиса наноструктур // Микро- и нанодисперсные структуры минерального вещества. Сыктывкар, 1999. С. 28–33.
- Жмодик С.М., Аношин Г.Н., Соболев М.В., Миронов А.Г. Роль наночастиц в геологических процессах рассеивания и концентрирования благородных и редких элементов // Наука и нанотехнологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. С. 208–226.
- Конеев Р.И. Естественные нанотехнологии: наногеохимия и наноминералогия процессов рудообразования // Наногеохимия золота. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 42–47.
- Куимова Н.Г. Аккумуляция и кристаллизация золота микроорганизмами. Владивосток: Дальнаука, 2004. 135 с.
- Моисеенко В.Г. Роль наноразмерного золота в образовании россыпей благородного металла // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. Новосибирск: Изд-во «Апельсин», 2010. С. 453–456.
- Новгородова М.И. Метаколлоидное золото // Новые данные о минералах. М., 2005. Вып. 40. С. 106–114.
- Осовецкий Б.М. Наноскульптура поверхности золота. Пермь: Пермь ун-т, 2012. 232 с.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 253 с.
- Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др. Золотоносность кор выветривания Салаира. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 1995. 170 с.
- Таусон В.Л. Эндокриптия: современное содержание понятия и методы исследования // Геохимия. 1999. № 6. С. 665–668.
- Gadd G.M. Metals, minerals and microbes: geomicrobiology and bioremediation // Microbiology. 2010. V. 156. № 3. P. 609–643.
- Reich M., Utsunomiya S., Kesler S.E. et al. Thermal behavior of metal nanoparticles in geological materials // Geology. 2006. V. 34. № 12. P. 1033–1036.
- Reith F., Fairbrother L., Nolze G. et al. Nanoparticles factories: biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation // Geol. Soc. Amer. 2010. V. 38. № 9. P. 843–846.
- Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F. The biogeochemistry of gold // Elements. 2009. V. 5. P. 303–307.
- Zhmodik S.M., Kalinin Y.A., Roslyakov N.A. et al. Nanoparticles of noble metals in the supergene zone // Geology of Ore Deposits. 2012. V. 54. № 2. P. 141–154.

БИОМАРКЕРЫ (КАДАЛЕН И РЕТЕН) ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

С.Б. Остроухов, В.А. Цыганкова, П.Ф. Попова

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград,
ostso@mail.ru*

В последние годы в акватории Северного Каспия открыт ряд месторождений нефти и газа в отложениях нижнего мела. Это сопровождалось углубленным изучением как kernового материала, так состава и строения органического вещества пород и пластовых флюидов. В результате проведенного комплексного литолого-геохимического анализа пород готерив-барремского (неокомского), аптского и альбского возраста, выявлены условия осадконакопления и формирования залежей углеводородов в раннем мелу в новой нефтегазоносной провинции шельфа Каспия, установлена хорошая корреляция типов органического вещества с условиями формирования пород, их вмещающих.

В данной статье на примере участка Ракушечно-Широтного вала акватории Северного Каспия рассматриваются результаты литолого-геохимических исследований.

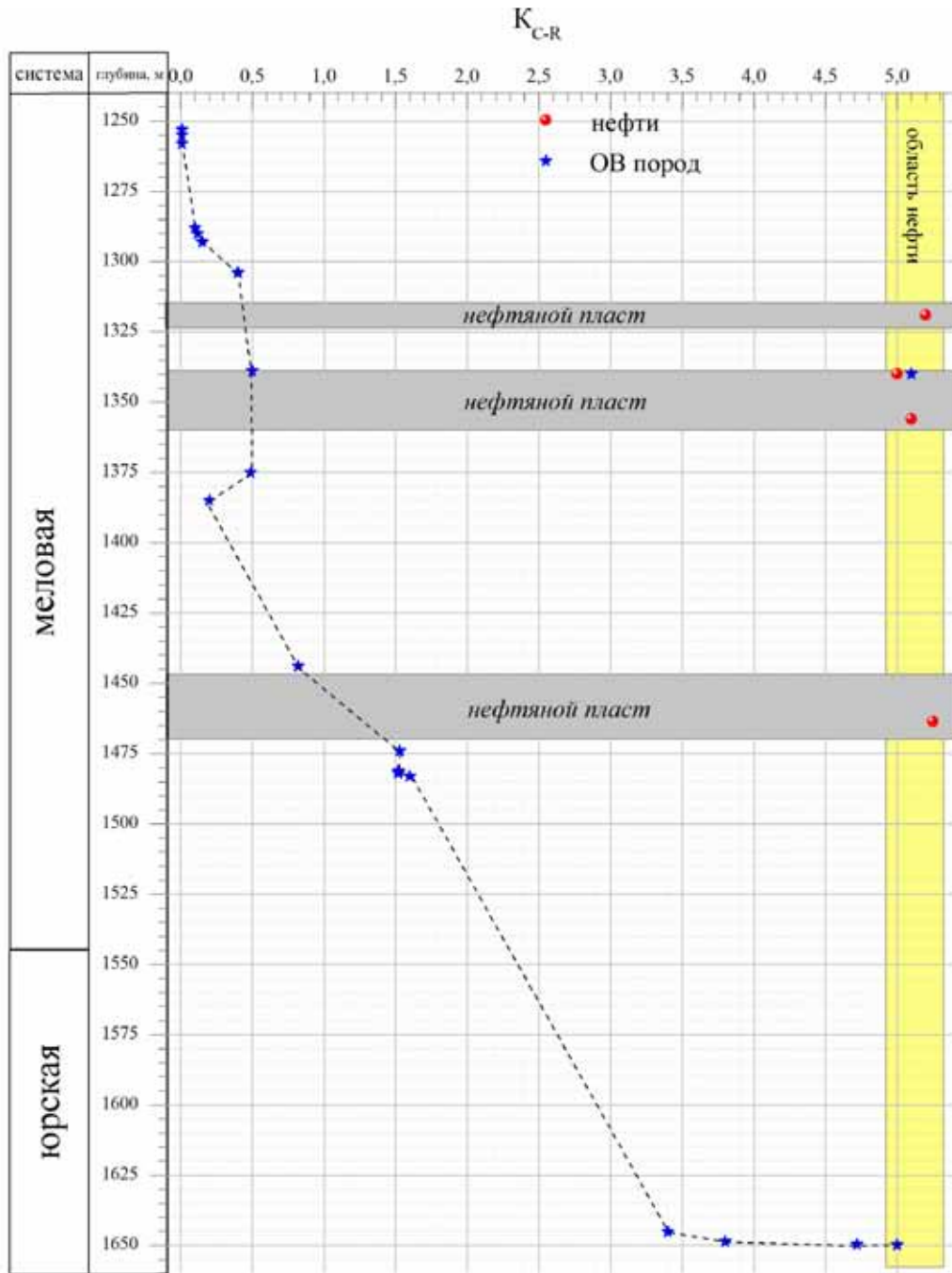
Нижнемеловые отложения акватории Северного Каспия представлены главным образом толщей переслаивания аргиллитоподобных глин, алевролитов и песчаников. В нижней, готерив-барремской части разреза, сформированной после регионального перерыва в осадконакоплении на рубеже юрского и мелового периодов, на размытой поверхности верхней юры залегают наибольшее количество песчаников, которые накапливались в условиях, изменяющихся от мелководно- и прибрежно-морских до континентальных.

В отложениях аптского и альбского возраста, которые сформировались в основном в условиях мелководного шельфа, доминируют глины алевролитистые с прослоями алевролитов глинистых, реже — алевролитов песчанистых и песчаников.

В kernовом материале из скважин акватории 2, 4, 6 и 8 Ракушечной площади среди мелко-среднезернистых песчаников неокомского возраста встречены прослои с грубозернистым, гравийным и мелкогалечным материалом, свидетельствующие о полицикличности осадконакопления, которое сопровождалось многочисленными перерывами и размывами подстилающих пород потоками высокой энергии. Особо необходимо отметить наличие в керне крупных углефицированных растительных остатков. При этом спорово-пыльцевой анализ, выполненный Е.Н. Здобновой, показал преобладание во всех выделенных спектрах пыльцы хвойных растений. Это указывает на широкое распространение хвойной растительности, произраставшей в прибрежных участках моря и на островах в раннемеловое время. Современное состояние аналитической техники позволяет идентифицировать остатки данных растений в составе пород и пластового флюида на молекулярном уровне. Естественно, что наличие хвойной растительности должно отражаться и в составе ОВ пород данного возраста.

Для подтверждения этого предположения был рассмотрен весь набор биомаркеров, напрямую связанных с биологическим веществом хвойной растительности. Наиболее информативными из них оказались кадален и ретен, являющиеся конечными стабильными ароматическими продуктами природных биологических веществ, образовавшихся в результате сложных многостадийных превращений посредством химических реакций в недрах. При этом необходимо отметить, что у кадалена и ретена исходное биологическое вещество разное: у кадалена — это ароматические терпеновые вещества, а у ретена — смолистые. Поэтому кадален и ретен отражают не только присутствие хвойной растительности в раннемеловой период, но и, вероятнее всего, изменения в её видовом составе.

Анализ содержания данных соединений в составе ОВ пород показал закономерное их изменение в зависимости от глубины погружения пород. При этом тенденция изменения их содержания в составе ОВ пород имеет разнонаправленный характер: для ретена наблюдается закономерное снижение его содержания с глубиной, в отличие от кадалена, содержание которого



Изменение значений коэффициента K_{C-R} с глубиной залегания пород на примере скв. 8 Ракушечная

с глубиной увеличивается. Оценить закономерности изменения содержания кадалена и ретена от глубины погружения наиболее эффективно можно с помощью различных коэффициентов, в частности, коэффициента, отражающего изменение содержания кадалена и ретена в составе ОВ пород по отношению друг к другу:

$$K_{C-R} = \frac{C_C}{C_R}, \text{ где } C_C \text{ — содержание кадалена, } C_R \text{ — содержание ретена.}$$

На рисунке представлен график, показывающий изменение значений данного коэффициента с глубиной погружения пород. На графике видно, что значения K_{C-R} во всём интервале глубин изменяются в очень широком диапазоне — от 0,001 до 5,3. При этом в альбских и аптских отложениях коэффициент имеет самое низкое значение на уровне 0,001,

что связано со значительным преобладанием в данных отложениях ретена и крайне низким содержанием кадалена. Известно, что аптский и особенно альбский морские бассейны занимали значительно большую площадь, чем готерив-барремский, и, следовательно, побережья с наземной растительностью были удалены от территории исследований. Учитывая, что ретен, содержащий смолистые вещества, более устойчив к транспортировке, чем кадален, можно предположить, что низкое содержание кадалена обусловлено удалённостью растительности от источника сноса.

С глубиной погружения нижнемеловых отложений, в их составе всё больше начинает доминировать кадален, что отражается на значениях коэффициента K_{C-R} , которые увеличиваются от 0,01 до 1 и выше. Это, в свою очередь, свидетельствует о понижении уровня моря и о приближении суши к территории исследований. В отложениях неокомского возраста содержание кадалена начинает превышать содержание ретена уже более, чем в 1,5 раза. Это связано, помимо вышеуказанного, возможно, и с изменениями видового состава хвойной растительности, произраставшей в прибрежной зоне. Суммарное содержание кадалена и ретена в отложениях является одним из показателей фациальной зональности. Так, было отмечено, что с увеличением мористости суммарное их содержание в породах значительно уменьшается вплоть до полного исчезновения, что объясняется удалённостью зоны накопления от основного источника сноса. Всё это хорошо согласуется с результатами палеофациальных реконструкций.

Значительный интерес для исследования представляют породы с остатками углей и древесной растительности, широко представленные в нижнемеловых отложениях. Их анализ позволяет уточнить состав и строение основных биомаркеров как для данной территории, так и для всего региона, поскольку древесные остатки несут в себе всю информацию об исходном органическом веществе высшей растительности рассматриваемого периода.

Значения коэффициента K_{C-R} как для рассеянного ОВ пород этих отложений, так и для самих древесных включений имеют одинаковые величины, соответствующие 1,5, что подтверждает информативность полученного материала при анализе пород.

При этом необходимо отметить, что, при общей хорошо выраженной тенденции изменений в индивидуальном содержании данных соединений с глубиной залегания (наличие линии тренда для них), наблюдаются отдельные прослои пород, в которых их содержание значительно отличается от средних значений (линии тренда). Это явление характерно в первую очередь для нефтенасыщенных пород. На рисунке (верхний нефтяной пласт) хорошо видно, что для породы значение коэффициента находится в диапазоне 5,0–5,3, соответствующего нефтям. В данном случае мы имеем значительное скопление нефтяных углеводородов в породе рассматриваемого интервала, что, соответственно, сказалось на составе экстракта и значениях коэффициента.

Тем не менее, для ряда пород, не имеющих столь высокого нефтенасыщения, как нефтяные залежи, значение коэффициента также достаточно высокое по отношению к линии тренда. И, как показывает исследование, чем выше нефтенасыщенность породы, тем больше это отклонение. Таким образом, эта закономерность служит хорошим индикатором проницаемости пород в природных условиях.

Особо необходимо отметить содержание кадалена и ретена в составе нефти. Для всех изученных продуктивных нефтяных отложений неокомского возраста содержание данных соединений остаётся практически постоянным. При этом кадален всегда значительно преобладает над ретеном, на что указывают высокие значения коэффициента K_{C-R} . Постоянство же значений коэффициента на уровне значений 5–6 для всех нефтяных отложений, в свою очередь, указывает на их единый генетический источник.

Исходя из содержания кадалена и ретена в нефти ($K_{C-R}=5-6$), вероятным их источником можно указать ОВ отложений юрского возраста. На рисунке видно, что значения коэффициента ($K_{C-R}=3,4-5,1$) ОВ отложений байос-батского возраста (средняя юра) практически приближаются к значениям нефти. Приведённые на рисунке значения K_{C-R} являются результирующими исследований кернового материала и его древесных включений. При этом в составе ОВ отложений байос-батского возраста аллохтонные составляющие не обнаружены, поэтому высокие значения коэффициента K_{C-R} в данном случае отражают обстановку начальной стадии седиментации. На основании низкой катагенетической преобразованности, байос-батские отложения не могут рассматриваться в качестве нефтепроизводящих.

Таким образом, особенности ароматического состава ОБ пород и нефтей отражают не только влияние наземной растительности на формирование нефтематеринского вещества, но и позволяют уточнить литолого-фациальные условия формирования пород в раннемеловое время в пределах акватории Северного Каспия.

РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА И УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ АМУРО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С ЗОЛОТОНОСНОСТЬЮ

С.Г. Парада

*Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Ростов-на-Дону,
parada@ssc-ras.ru*

Золоторудные месторождения в углеродисто-терригенных (черносланцевых) комплексах обеспечивают значительную долю добываемого золота в России и в других странах. Вопрос о генезисе таких месторождений и о факторах, определяющих локализацию рудных тел, до сих пор остается дискуссионным. Многие из них располагаются в амагматичных зонах складчатых областей и не связаны с интрузивным магматизмом, другие располагаются в углеродисто-терригенных толщах, не претерпевших метаморфизм. Эти обстоятельства диктуют необходимость рассматривать образование таких месторождений в рамках фундаментальной проблемы сингенеза рудных и рудовмещающих формаций. Однако дальнейшая разработка этой проблемы сдерживается недостаточной изученностью вещественного состава и условий формирования золотоносных черносланцевых толщ.

Амуро-Охотская складчатая область является одной из крупнейших золотоносных провинций России, обладающей значительным рудным потенциалом. По современным представлениям она составляет восточный сегмент Монголо-Охотского пояса. Всему поясу свойственен зеленосланцевый метаморфизм палеозойских вулканогенных и терригенных толщ, линейно вытянутые тела позднепалеозойских габбро-тоналитовых интрузий, широкое развитие гранито-гнейсовых и сланцевых куполов, что в совокупности позволяет считать его зоной столкновения континентов (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999; Кулиш и др., 2000).

В соответствии с представлениями Е.А. Кулиша и др. (2000), в Амуро-Охотской складчатой области четко обособливаются два основных сегмента (Галамский и Тукурингро-Джагдинский), различающиеся историей геологического развития и минерагенической специализацией. Галамский сегмент представлен Удско-Шантарским звеном, которое обособливается от всех остальных наиболее ранней для Амуро-Охотской области позднепалеозойской (перед пермью) складчатостью и северо-восточным простираем структур. Для него характерны вулканогенно-осадочные месторождения фосфоритов, железных и марганцевых руд.

В Тукурингро-Джагдинском сегменте развиты углеродсодержащие кремнисто-вулканогенно-терригенные, кремнисто-терригенные и терригенные формации с возрастом от раннего палеозоя до перми. В западной ее части отмечаются единичные позднепалеозойские трещинные интрузии, ранняя фаза которых представлена габбро, габбро-диоритами и диоритами, поздняя фаза — плагиогранитами и гранитами. Все они характеризуются гнейсовидно-полосчатыми и сланцеватыми текстурами, свидетельствующими о наложенном динамометаморфизме. В восточной части позднепалеозойские интрузии представлены малоглубинным Ингаглинским массивом, далее на запад — Лукачекским штоком и в районе Маломирского рудного поля закартированы мелкие силлы (Парада, Парада, 1988а). Все они сложены рассланцованными плагиогранитами с гнейсовидно-полосчатыми текстурами.

Именно в Тукурингро-Джагдинском сегменте Амуро-Охотской складчатой области располагаются наиболее продуктивные на Дальнем Востоке Селемджинский, Ниманский

и Кербинский золотоносные районы, приуроченные к выходам палеозойских углеродисто-терригенных толщ, которые вместе с Унья-Бомским районом объединены в Джагдинскую золотоносную провинцию (Моисеенко, Эйриш, 1996). Для всех золотоносных районов характерно площадное развитие аллювиальных россыпей высокопробного золота, по ареалам которых, собственно, они и оконтуриваются. В Селемджинском и Ниманском районах, кроме того, развиты коренные месторождения и рудопроявления золота.

Мезозойские малые интрузии проявлены только в Селемджинском районе. По геологическим и изотопно-геохронологическим данным установлен их пострудный возраст (Моисеенко, 1965; Эйриш и др., 1998; Эйриш, 2002). В Ниманском районе, даже при детальном поисковых работах с большим объемом горных выработок, в контуре ареала коренной и россыпной золотоносности выявлены всего две небольшие дайки, приуроченные к позднемезозойской тектонической зоне. В Кербинском районе малые интрузии отмечаются в единичных случаях за пределами основных ареалов золотоносности. В Унья-Бомском районе они «полностью отсутствуют», до сих пор «не найдено ни одной дайки» (Эйриш, 2002, с. 173).

Относительная амагматичность Амура-Охотской области и наличие дометаморфических золоторудных проявлений заставляют, вслед за Е.А. Кулишом и др., (2000), искать причины минерагенической специализации в изначальной рудоносности слагающих ее черносланцевых комплексов.

По результатам полевых и лабораторных исследований охарактеризованы петрографические разновидности рудовмещающих черных сланцев, определены содержания петрогенных, редких и рассеянных элементов, проанализированы концентрации органического вещества и распределение золота в породах. На этой основе выявлена роль вулканогенного материала в черносланцевых толщах и его влияние на фоновую золотоносность пород, определены фациальные условия седиментации и геодинамические обстановки накопления углеродисто-терригенных осадков.

Характерной формационной чертой рудовмещающих пород Джагдинской золотоносной провинции является повсеместное наличие в них рассеянного органического вещества. Средние содержания $C_{орг}$ в метапелитах и в метапсаммитах изменяются от 0,30 % до 0,96 % и от 0,17 % до 0,37 %, соответственно. Доказано (Парада, 2003), что при метаморфизме пород произошла потеря около 20 % $C_{орг}$, израсходованного на редукцию железа, и, следовательно, его концентрации в первичных осадках были на 20 % выше аналитических данных.

Детальное изучение химического состава углеродистых пород позволило выделить среди них два геохимических типа: натриевый и калиевый (Парада, Парада, 1988б). Породы с натриевым типом щелочности характеризуются повышенным (для пелитов) содержанием Na_2O (2,43–4,87 %) при нормальном содержании K_2O (2,19–4,21 %). Породы с калиевым типом щелочности характеризуются обычными для пелитов содержаниями K_2O и Na_2O . Отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0,06 до 0,28. Эти породы отмечаются лишь в нескольких местах в виде относительно маломощных горизонтов и линз. Наиболее широкое распространение они имеют на западном фланге Селемджинского района.

Калиевые черные сланцы характеризуются разнообразием химического состава, содержат сульфиды и железо-магниево-карбонаты. Выделяются прежде всего филлиты и филлитовидные сланцы, имеющие первично-глинистый состав. Другая группа пород с калиевым типом щелочности — кварцитовидные сланцы и кварциты, постоянно встречающиеся в составе вулканогенно-терригенных толщ. Среди калиевых пород часто отмечаются сланцы с повышенной карбонатностью.

Подавляющее большинство углеродистых пород рассматриваемых районов относится к натриевому типу. Химический состав их в целом отличается значительной однородностью в вертикальном разрезе и по латерали (Буряк, Парада, 1989; Парада, Парада, 1989). Изменения содержания большинства микроэлементов по вертикали не закономерны и статистически не значимы. Исключение составляют низы разреза (афанасьевская, ипатинская и саларинская свиты). Средние содержания Li и Zr в них выше в два раза, Cu и Ag — в три раза, а концентрации Co и Ni возрастают на порядок, т.е. в геохимическом отношении углеродисто-терригенные образования перечисленных свит заметно отличаются от вышележающих пород.

Содержания золота примерно одинаковы в метапсаммитах и в метапелитах. Метапелиты и метапсаммиты самырской, ипатинской и афанасьевской свит, претерпевшие сегрегационную дифференциацию и более интенсивный метаморфизм, содержат золото в заметно меньших количествах, чем в других свитах. Слюдистые кварциты и метавулканиты основного состава сагурской и златоустовской свит характеризуются повышенным содержанием золота (3,2–4,7 мг/т). Однако уже в самырской свите фон золота более чем на половину уменьшается и становится соизмеримым с метапелитами этой свиты, а в саларинской свите становится даже меньше, чем в парасланцах.

Применение методики Н.М. Страхова (1976), разработанной им для выявления субмаринных эксгальационно-гидротермальных отложений, а также других методик (Юдович, Кетрис, 2010) дало возможность обнаружить подобные образования в разрезе черносланцевых толщ региона (Кулиш, Парада, 2007). Ими оказались кварцитовидные сланцы и кварциты. Они распространены на всех стратиграфических уровнях рудовмещающего разреза в виде маломощных прослоев и линз, обычно в ассоциации с вулканитами основного состава, а в верхах разреза имеют самостоятельное значение. Кварциты и кварцитовидные сланцы представляют собой светло-серые и серые массивные и сланцеватые породы, часто со светлыми слюдами на плоскостях сланцеватости. Иногда встречаются красноватые и коричневатые разности, напоминающие по внешнему облику яшмы. В них часто встречаются черные минералы марганца. Содержание марганца в пробах иногда достигает 12 %. В шлифах кварцитовидных сланцев обнаруживаются остатки радиолярий, указывающих на их первично осадочную кремнистую природу (Эйриш и др., 1998). При метаморфизме эти породы приобретают зеленоватую окраску за счет фуксита и в них появляются гранат и пирротин. В этих породах концентрация Mn, Co, Cu, Ni, Mo, Yb и Au значительно превышает их содержания в терригенных осадках. В отдельных участках концентрация золота достигает десятых долей г/т и выше (бедные руды Ворошиловского месторождения). При анализе содержаний микроэлементов в метатерригенных породах устанавливается, что парапороды ипатинской, саларинской и афанасьевской свит обогащены этими элементами, что позволяет сделать вывод о заметном влиянии эксгальационного материала на геохимию терригенных осадков нижней части изучаемого разреза. А сами эксгальационно-осадочные сульфидно-кремнистые образования рассматриваются нами как объекты предрудной золотоносной минерализации.

Реконструкции первично-осадочного минерального состава были выполнены для всех типов парапород различными методами с использованием диагностических диаграмм А.А. Предовского (1970) и А.Н. Неелова (1977), а также путем пересчетов химических анализов на компоненты осадочной породы по методике О.М. Розена (1970).

По результатам литохимических пересчётов (Буряк, Парада, 1989; Парада, Парада, 1989), углеродисто-метаморфические породы являются существенно глинистыми образованиями. Суммарные содержания глин обычно превышают 50 %. Во всех случаях глины имеют преобладающий гидрослюдистый состав. В натриевых сланцах в заметных количествах (около 10 %) всегда присутствует монтмориллонитовая глина, в калиевых сланцах — каолинитовая. Свободный кремнезём органогенно-хемогенной природы характерен для натриевых сланцев, где составляет довольно большую долю первичного осадка (20–40 %). Свободные оксиды железа характерны только для кварцитов. Специфическим в рассчитанных составах является наличие NaCl, в составе которого увязан избыток Na₂O, возникающий при литохимических пересчетах. Содержания NaCl получились довольно однообразными во всех районах и на разных стратиграфических уровнях (2–4 %), что сопоставимо с соленостью морских вод и свидетельствует о его мобилизации из поровых вод осадков (Парада, 1978, 2002).

Выявлены различные типы геодинамических обстановок накопления осадков рудовмещающего черносланцевого комплекса с натриевым типом щелочности. Нижняя его часть (афанасьевская, самырская, ипатинская и саларинская свиты) соответствует вулканогенно-кремнисто-граувакковой формации, накапливающейся в обстановке океанического ложа. Геохимически она отличается от перекрывающих ее формаций относительно повышенными содержаниями SiO₂, MnO, Sr, Ni и Co в терригенных породах.

Средняя часть рудовмещающего комплекса (талыминская, златоустовская и сагурская свиты) отнесена нами к вулканогенно-кремнисто-обломочной формации, характеризующейся чередованием мощных толщ песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями вулканогенных и кремнистых пород и пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Накапливалась она в обстановке подножия континентального склона. Характерной особенностью этой формации является слабая дифференцированность по химическому составу слагающих ее терригенных пород. Геохимически она отличается от предыдущей формации заметно пониженными содержаниями Mn, Sr, Ni и Co в терригенных породах.

Верхняя часть рудовмещающего комплекса (токурская, экимчанская и амнусская свиты) отнесена к флишоидной формации. Она характеризуется ритмичностью разных порядков и включает мощные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями кремнистых пород и пачки их ритмичного переслаивания. Накапливалась эта формация в обстановке континентального склона. Слагающие ее терригенные породы по геохимическим характеристикам практически не отличаются от аналогичных пород предыдущей формации, однако они более дифференцированы по химическому составу.

Углеродистые филлиты с калиевым типом щелочности являются существенно глинистыми образованиями каолинит-гидрослюдистого состава (Парада, Парада, 1988б). По результатам литохимических пересчетов в них устанавливается примесь карбонатов железо-магниевого состава (до 10–15 %). Ассоциация калиевых филлитов с карбонатными и углеродисто-кремнистыми отложениями (фтанитами), а также относительно небольшая суммарная мощность разреза позволяют рассматривать их в составе карбонатно-фтанитовой формации. Геохимическая обстановка в этих осадках оценивается как восстановительная, что обусловило развитие осадочно-диагенетических сульфидов. Приведенные данные свидетельствуют о накоплении карбонатно-фтанитово-глинистых осадков рудовмещающего комплекса с калиевым типом щелочности в обстановке шельфа.

Литература

- Буряк В.А., Парада С.Г. Петрохимические особенности черносланцевых толщ (на примере Среднего Приамурья и других регионов СССР) // Минерагеня Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 16–26.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Кулиш Е.А., Парада С.Г. Гидротермально-осадочные образования в золотоносных черносланцевых комплексах // Доклады Нац. Академии наук Украины. 2007. № 11. С. 112–117.
- Кулиш Е.А., Сорокин А.П., Врублевский А.А. и др. Эндогенная минерагеня геоблоков центральной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 222 с.
- Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск: Кн. изд-во, 1965. 127 с.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
- Неелов А.Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977. С. 66–105.
- Парада С.Г. Особенности вещественного состава метаморфизованных углеродисто-терригенных толщ Приамурья в связи с проблемой золотоносности // Углеродистые отложения докембрия и раннего палеозоя и их рудоносность. Тез. докл. Всесоюзного семинара г. Фрунзе, 11–13 октября 1978 г. Фрунзе: Илим, 1978. С. 72–74.
- Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
- Парада С.Г. Зависимость параметра c кристаллической решетки графитизированного органического вещества от степени метаморфизма золотоносных черносланцевых толщ Амуро-Охотской складчатой области // Углерод: минералогия, геохимия и космохимия: Материалы Междунар. конф. Сыктывкар, 24–26 июня 2003 г. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 83–85.
- Парада С.Г., Парада Л.Ф. Проявление вкрапленного золотосульфидного оруденения в черносланцевой толще // Геология руд. месторождений. 1988а. № 4. С. 110–115.
- Парада С.Г., Парада Л.Ф. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеан. геология. 1988б. № 4. С. 77–81.

Парада С.Г., Парада Л.Ф. Петрохимия и метаморфизм углеродистых толщ (на примере района Среднего Приамурья) // Минерагенез Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 89–98.

Парфенов Л.М., Понко Л.И., Туртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1970. 115 с.

Розен О.М. Пересчет химических анализов седиментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы // Сов. геология. 1970. № 7. С. 31–44.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Эйрши Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

Эйрши Л.В., Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г. Токурское золоторудное поле: геология, геохимия, генезис (Амурская область, Россия). Хабаровск: Магеллан, 1998. 144 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА СИНСКОЙ СВИТЫ КЕМБРИЯ (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Т.М. Парфенова, В.Н. Меленевский

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
parfenovatm@ipgg.sbras.ru*

В нижнем кембрии на северном склоне Алданской антеклизы накапливались обогащенные органическим веществом (ОВ) карбонатные осадки. Они сформировали углеродистые породы синской свиты. Типовой ее разрез находится на р. Синей (левый приток р. Лены). Она согласно залегает на переходной свите, сложена чередующимися прослоями темно-серых и черных сланцев, массивных серых и коричневых известняков. Сланцы верхней части толщи перекрывают известняки куторгиновой свиты нижнего кембрия. Синские отложения распространены в Синско-Ботомской фациальной области Анабаро-Синского фациального региона (Решения..., 1983). Породы синской свиты рассматривают как потенциально нефтепроизводящие (Зеленов, 1957; Савицкий и др., 1972; Конторович, 1976 и др.). В последние годы получены первые результаты изучения биомаркеров ОВ синской свиты (Парфенова и др., 2010; Парфенова, 2011). Настоящая работа направлена на исследование генерационного потенциала и катагенеза ОВ, оценку синской свиты как возможного источника нефтяных продуктов на юго-востоке Сибирской платформы.

Во время экспедиционных работ 2004 г. на правом берегу р. Синей в 6 км от устья была собрана коллекция образцов (обр.) сланцеватых и массивных карбонатных пород нижнего кембрия для исследования палеонтологии и стратиграфии (И.В. Коровников), литологии и седиментологии (В.Г. Эдер), геохимии ОВ и пород (Т.М. Парфенова). Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в породах определяли на экспресс-анализаторе АН-7529 методом сжигания в кислороде предварительно декарбонатизированных 10 % соляной кислотой проб нерастворимых остатков (НО). Пиролиз пород проводили на приборе SR Analyzer-POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index). Битумоид экстрагировали из 50 граммовых навесок дробленых до 0,25 мм пород хлороформом при комнатной температуре. После очистки экстракта ртутью от элементарной серы избытком петролейного эфира выделяли асфальтены. Далее мальтены делили на фракции насыщенных углеводородов (УВ), ароматических УВ и смол. Насыщенные УВ изучали в режиме сканирования по общему ионному току на хромато-масс-спектрометрической системе Agilent 5973N (газовый хроматограф 6890 с высокоэффективным масс-селективным детектором и компьютерной системой регистрации).

Установлено, что содержание $C_{орг}$ в породах (31 обр.) изменяется от 0,1 до 7,0 %, $C_{орг}$ становится больше по мере увеличения в породе содержания НО (таблица). Среднее значение $C_{орг}$ составляет 2,1 %. В изученном разрезе синской свиты органический углерод распределен

неравномерно, наблюдается чередование пород низкоуглеродистых ($C_{орг}$ — 0,1–1,0 %, среднее — 0,5 %) и углеродистых ($C_{орг}$ — 1,4–7,0 %, среднее — 3,7 %). Практически все породы с повышенным содержанием $C_{орг}$ являются сланцеватыми и имеют темный окрас (бурый, коричневый). Обедненные органическим углеродом образцы в основном имеют массивную или плитчатую структуру. Характерными особенностями этих пород являются вертикальные трещины и светло-серый, светло-коричневый цвет.

Геохимические характеристики ОБ пород синской свиты нижнего кембрия

| Породы | | Количество образцов | Углеродистые | Низкоуглеродистые |
|--------------------|---|---------------------|----------------------------------|---------------------------------------|
| НО, % | | 31 | <u>4,8–23,0</u> 10,9 | <u>1,1–8,6</u> 3,4 |
| $C_{орг}$, % | | | <u>1,4–7,0</u> 3,5 | <u>0,1–1,0</u> 0,5 |
| $S_{общ}$, % | | | <u>0,08–0,52</u> 0,29 | <u>0,02–0,12</u> 0,07 |
| Выход битумоида, % | | | <u>0,07–0,38</u> 0,22 | <u>0,01–0,11</u> 0,05 |
| β , % | | | <u>1,4–9,8</u> 5,2 | <u>1,6–10,1 (13,6–26,2)*</u> 6,2 |
| Пиролиз | «битумоидная» составляющая, S_1 , % | 23 | <u>0,01–0,04 (0,09)*</u> 0,03 | <u>0,01–0,01</u> 0,01 |
| | «керогеновая» составляющая, S_2 , % | | <u>0,85–4,28</u> 2,07 | <u>0,03–0,59</u> 0,24 |
| | PI | | <u>0,01–0,03 (0,09)*</u> 0,01 | <u>0,01–0,05 (0,13–0,14)*</u> 0,02 |
| | HI, мг УВ/г $C_{орг}$ | | <u>411–704 (367)*</u> 562 | <u>202–436</u> 323 |
| | T_{max} , °C | | <u>433–438</u> 435 | <u>434–440</u> 437 |
| Групповой состав | УВ | 26 | <u>1,1–7,6</u> 3,4 | <u>2,3–11,7</u> 4,7 |
| | | | <u>4,6–15,4</u> 7,5 | <u>2,6–11,8</u> 7,2 |
| | смолы | | <u>51,3–74,9</u> 62,1 | <u>45,0–67,0</u> 56,5 |
| | асфальтеновые компоненты | | <u>16,5–39,6</u> 26,9 | <u>11,5–47,5</u> 31,5 |

В числители записан разброс параметров, в знаменателе — среднее значение.

*аномальные значения не учитывались при расчете средних значений.

Известно, что выделены несколько типов пород синской свиты в обнажениях по рекам Синяя, Лена, Ботома (Зеленов, 1957). Афанитовые битуминозные известняки — черные, темно-коричневые, плотные породы с раковистым изломом и битуминозным запахом при ударе. Они содержат $C_{орг}$, как правило, 0,15–0,19 %. Черные сланцеватые известняки — тонкослоистые и тонкоплитчатые породы. Содержание $C_{орг}$ в них изменяется в интервале 3,20–8,02 %, редко достигает 17,2 %. В этих породах ОБ располагается в виде нитевидных и каплевидных включений, ориентированных строго параллельно друг другу и создающих слоистость. К.К. Зеленовым установлена прямая зависимость сланцеватости пород синской свиты от содержания в них ОБ. В светлых известняках с содержанием ОБ менее 1 % сланцеватость уже не наблюдается. Проведенные нами сопоставления подтверждают это. Бахтуровым С.Ф. и др. (1988) изучены два разреза на р. Синей, показано, что среднее содержание $C_{орг}$ в глинистых и сильноглинистых известняках синской свиты равно 0,72 и 0,93 %, в био-интракластических — 0,09 и 0,19 %.

По мере увеличения в породах синской свиты $C_{орг}$ растет общее содержание серы ($S_{общ}$) (таблица), коэффициент корреляции равен 0,92. Связь этих параметров ранее была установлена для куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия (Савицкий и др., 1972 и др.).

Содержание битумоида в породах (31 обр.) изменяется от 0,01 до 0,38 % (таблица), среднее равно 0,14 %. Значения битумоидного коэффициента (β) варьируют в широком диапазоне 1,4–10,1 %, в трех образцах низкоуглеродистых пород β равно 13,6; 15,7 и 26,2 %. Прежние исследования (Савицкий и др., 1972) глинистых известняков (4 обр.) и известняков (4 обр.) показывали, что синская свита отличается низкой степенью битуминизации (содержание битумоида не превышает 0,07 %).

Результаты хроматографии битумоидов синской свиты свидетельствуют о близком групповом составе битумоидов для низкоуглеродистых и углеродистых пород, низких содержаниях насыщенных УВ и ароматических соединений, высоких содержаниях смол и асфальтеновых компонентов (таблица).

Впервые определены генерационные свойства пород (23 обр.) с использованием пиролиза. Содержание «битумоидной» компоненты S_1 лежит в интервале 0,01–0,09 % (среднее — 0,02 %), «керогеновая» часть S_2 составляет 0,03–4,28 % (среднее — 1,44 %). Сумма S_1 и S_2 является количественной оценкой генетического потенциала нефтегазопроизводящих отложений. Согласно классификации Б. Тиссо и Д. Вельте (1981), низкоуглеродистые породы синской свиты обладают газовым и умеренным генетическим потенциалом, углеродистые — высоким генетическим потенциалом (таблица). Индекс продуктивности ($PI=S_1/(S_1+S_2)$) обычно изменяется от 0,01 до 0,05. Редко в низкоуглеродистых известняках PI повышается до 0,13–0,14. Анализ показал, что наблюдается прямая зависимость между значениями S_1 , S_2 и содержанием $C_{орг}$, битумоида. Для низкоуглеродистых пород выявлена прямая связь PI и β . Значения водородного индекса (HI) изменяются от 202 до 704 мг УВ/г $C_{орг}$ (среднее — 502 мг УВ/г $C_{орг}$), что указывает на аквагенную природу ОВ и высокий генерационный потенциал рассматриваемых углеродистых отложений (Меленевский, 1991; Тиссо, Вельте, 1981). Температуры максимального выхода УВ (T_{max}) лежат в пределах 433–440 °С (среднее — 436 °С). Низкоуглеродистые и углеродистые породы отличаются по S_1 , S_2 и HI (таблица). Так, HI низкоуглеродистых известняков изменяется от 202 до 436 мг УВ/г $C_{орг}$, среднее составляет 323 мг УВ/г $C_{орг}$. В углеродистых породах HI выше. На диаграмме видно разделение области точек на две совокупности (рисунок).

Исследование стерановых и гопановых УВ синской свиты (Парфенова и др., 2010; Парфенова, 2011) показало, что распределение этих биомаркеров, как правило, однотипно и не зависит от содержания $C_{орг}$.

Опубликованные материалы по исследованию пород, битумоидов, керогена и углеводородов синской свиты (Зеленов, 1957; Савицкий и др., 1972; Конторович, 1976; Бахтуров и др., 1988; Богородская и др., 2005; Парфенова и др., 2010; Парфенова, 2011 и др.) и новые результаты позволяют сделать следующее заключение.

1. Породы синской свиты обогащены автохтонным ОВ аквагенного морского типа, источником которого были водорослевые и бактериальные организмы. Для углеродистых пород установлено высокое содержание битумоидов.

2. Редкие повышенные значения битумоидного коэффициента и индекса продуктивности могут свидетельствовать о слабом перераспределении ОВ в синской свите.

3. Изменение T_{max} , низкие содержания в битумоидах насыщенных УВ и ароматических соединений, элементный состав керогена (C — 76,9 %, H — 8,9 %, гетероатомы — 14,1 % (Богородская и др., 2005), анализ молекулярных параметров катагенеза (Парфенова и др., 2010; Парфенова, 2011) указывают, что уровень зрелости ОВ синской свиты соответствует границе протокатагенеза и начальной стадии мезокатагенеза (по шкале А.Э. Конторовича (1976)).

4. Низкоуглеродистые и углеродистые породы синской свиты обладают потенциально высокими нефтегазопроизводящими свойствами.

5. Чередование углеродистых и низкоуглеродистых пород, вероятно, связано с изменением биологической продуктивности, скорости осадконакопления (минерализации) и окислительно-восстановительных условий в диагенезе.

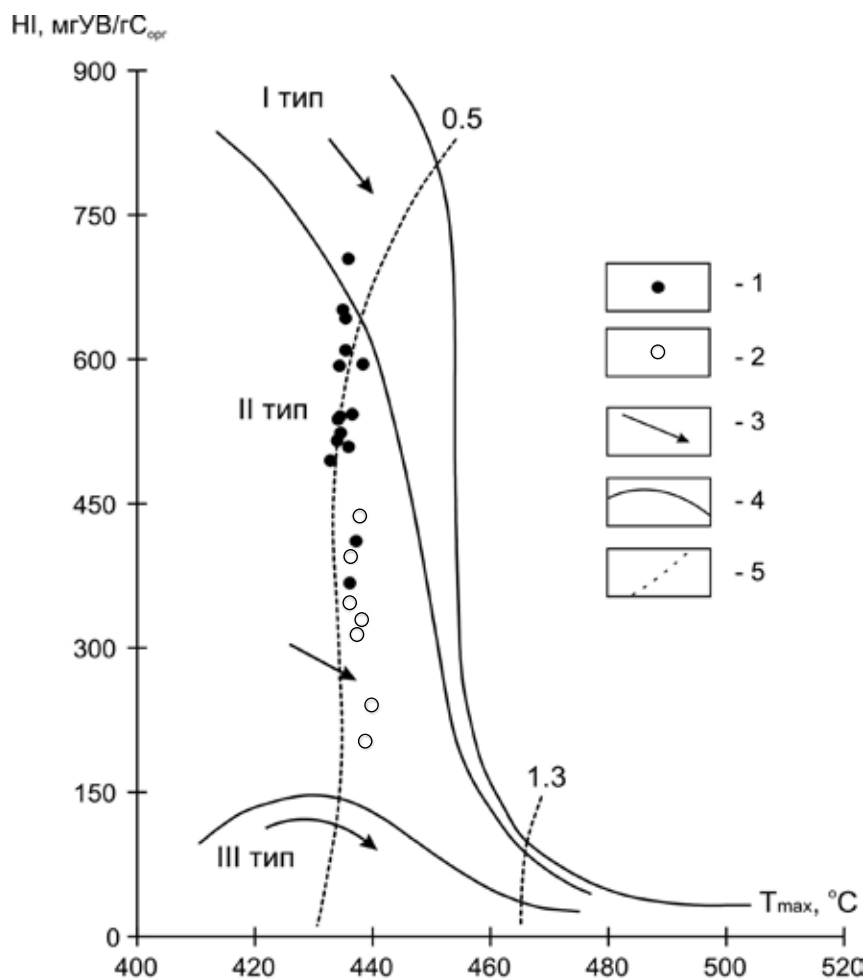


Диаграмма HI- T_{\max} для пород синской свиты (р. Синяя). Породы: 1 — углеродистые, 2 — низкоуглеродистые; 3 — направленность изменения величин HI и T_{\max} в катагенезе; 4 — линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для трех типов органического вещества (I аквагенного, озерного; II аквагенного, морского; III террагенного, связанного с высшей наземной растительностью); 5 — изолинии отражательной способности витринита, %

Литература

- Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988. 160 с.
- Богородская Л.И., Конторович А.Э., Ларичев А.И. Кероген. Методы изучения, геохимическая интерпретация. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2005. 254 с.
- Зеленов К.К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива // Труды АН СССР ГИН. Вып. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 123 с.
- Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности // Труды СНИИГГиМС. Вып. 229. М.: Недра, 1976. 250 с.
- Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии. Новосибирск, 1991. 50 с.
- Парфенова Т.М. Углеводороды гомологического ряда ланостана в органическом веществе фанерозоя и их возможные биологические источники // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 991–1000.
- Парфенова Т.М., Пушкарев М.С., Иванова Е.Н. Гопаны и гопены синской свиты нижнего кембрия (северный склон Алданской антеклизы) // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 3. С. 382–385.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, часть I (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 216 с.
- Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И., Конторович А.Э., Шабанов Ю.Я. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений) // Труды СНИИГГиМС. Вып. 130. М.: Недра, 1972. 200 с.
- Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 502 с.

ПРИЗНАКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЗОНЫ СКОЛЬЖЕНИЯ В МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР И В ФАЦИЯХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

Г.А. Петров

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Georg_Petrov@mail.ru

Реконструкции ранне- и среднепалеозойских тектонических обстановок на Урале сопряжены с трудностями, поскольку в структурном ансамбле Уральского подвижного пояса преобладают поздне- и постпалеозойские синколлизонные складки и разрывные нарушения. Более ранние структуры часто не сохраняются или подвергаются значительным деформациям. В таких случаях для реконструкций привлекаются данные по континентальным перерывам и обстановкам осадконакопления, морфологии структур, палеомагнетизму. Проводя исследования древних зон скольжения в рамках интеграционных проектов УрО, СО и ДВО РАН, мы обнаружили признаки региональной правосторонней сдвиговой системы в морфологии структур Центрально-Уральского поднятия. Анализ палеомагнитных данных и фациальных особенностей среднепалеозойских толщ позволяет предположить раннедевонский возраст фазы наиболее активных перемещений по указанной тектонической зоне.

В составе крупных структур Центрально-Уральского поднятия на Северном Урале выделяются следующие антиклинории, сложенные допалеозойскими толщами и комплексами (рис. 1): Ляпинский, Ишеримский и Кваркушко-Каменногорский. В пределах этих структур рифейские и вендские образования с размывом и угловым несогласием перекрываются ордовикско-раннедевонскими мелководными терригенно-карбонатными отложениями шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента (Пучков, 2010). Восточнее располагаются более глубоководные вулканогенно-терригенные толщи ордовикской рифтогенной пассивной континентальной окраины, ее континентального склона и подножия, меланжевый комплекс Главного Уральского разлома и интрузивно-вулканогенные образования Тагильской мегазоны. Анализируя морфологию допалеозойских антиклинорий Северного Урала, можно заметить некоторые общие особенности их строения (см. рис. 1). В частности, северные ограничения Кваркушко-Каменногорского и Ишеримского антиклинорий имеют симметричный периклинальный характер и довольно слабо тектонически нарушены. Вместе с тем южные части антиклинорий резко асимметричны и представляют собой тектонические пластины, вытянутые вдоль Главного Уральского разлома. Системы разрывных нарушений, ограничивающие структуры с юго-запада, меняют направление с северо-западного (тиманского) до субмеридионального, свойственного уралидам (Пучков, 2010). Такие особенности морфологии структур позволяют охарактеризовать их как мегабудины, сформировавшиеся в пределах мощной региональной правосдвиговой зоны скольжения.

Для уточнения времени (возраста) существования обстановки правосдвигового скольжения может быть привлечена палеомагнитная информация. По данным (Петров, Свяжина, 2006), интенсивный поворот Восточно-Европейского палеоконтинента против часовой стрелки (до 90°), сопровождаемый проскальзыванием восточноуральских блоков вдоль континентальной окраины и формированием региональных систем правосдвиговых разрывных нарушений, происходил в позднем силуре – раннем девоне (рис. 2). Впоследствии направление вращения палеоконтинента сменилось на противоположное, и вдоль континентальной окраины начали формироваться разломы с левосдвиговой кинематикой (левые сдвиги-взбросы, сдвиги, сдвиги-сбросы и т.д.). Изучение кинематики разрывных нарушений в зоне Главного Уральского разлома на Среднем и Северном Урале (Петров, 2006, 2007) показывает существование в этом районе левых взбросо- и сбросо-сдвигов, надвигов и левых сдвигов. Разрывные нарушения, сопровождаемые смещением блоков по часовой стрелке, в исследуемом районе отсутствуют. Вероятно, это вызвано полной перестройкой структурных ансамблей и движением блоков по ранее существовавшим разломам, но уже в новом направлении, что привело к затуханию признаков более ранних перемещений.

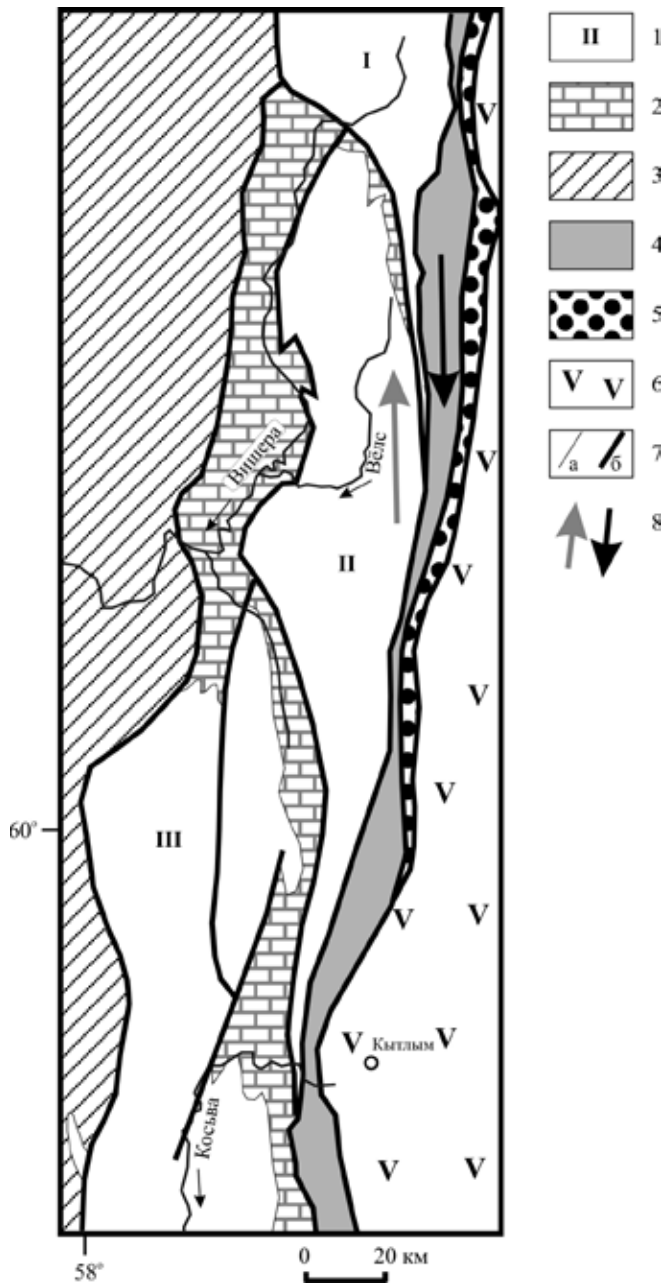


Рис. 1. Схема геологического строения Центрально-Уральского поднятия на Северном Урале (составлена с использованием материалов О.В. Кондияйна и В.В. Шалагинова).

Условные обозначения: 1 — рифейские и вендские образования, слагающие антиклинории: Ляпинский (I), Ишеримский (II) и Кваркушко-Каменногорский (III); 2 — среднеордовикско-раннедевонские терригенно-карбонатные серии палеошельфа Восточно-Европейского палеоконтинента; 3 — девонско-раннепермские карбонатно-терригенные толщи палеошельфа и передового прогиба; 4 — вулканогенно-терригенные ордовикские толщи палеоконтинентального склона и его подножия (?); 5 — тектоногенный меланж с пластинами серпентинизированных ультрамафитов; 6 — вулканы и интрузивные образования Тагильской палеоостроводужной системы; 7 — геологические границы: а — стратиграфические, б — тектонические (главные разрывные нарушения); 8 — предполагаемые направления тектонических перемещений, во многом сформировавших наблюдаемые структуры

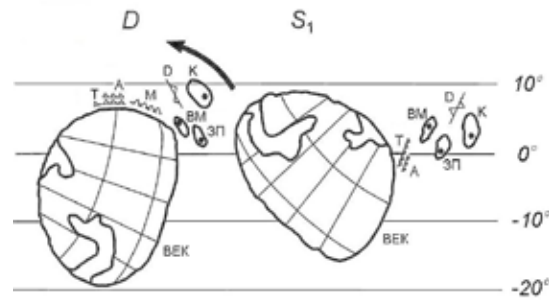


Рис. 2. Палеомагнитная реконструкция горизонтальных движений литосферных блоков Урала и Кокчетавского блока Казахстана в среднем палеозое (Петров, Свяжина, 2006).

Структуры: Восточно-Европейский палеоконтинент (ВЕК) — зоны Зилаирская (З), Сакмарская (С); Главный Уральский разлом — зона Присакмаро-Вознесенская (ПВ); палеодуги — Тагильская (Т), Алапаевско-Теченская (А), Магнитогорская (М), Денисовская спрединг (Д); микроконтиненты — Восточно-Мугоджарский (ВМ), Зауральское поднятие (ЗП), Кокчетавский (К). Цифры — значения палеоширот, минус — ю.ш.

Детализировать время (возраст) фаз наиболее интенсивных движений мы можем по данным о перерывах в осадконакоплении и фациальном облике осадочных толщ. Можно предположить, что интенсивные тектонические движения сопровождались перерывами в осадконакоплении и терригенной седиментацией, вызванной разрывом вновь образованной суши.

На рис. 3 представлен фрагмент стратиграфической колонки палеозойских отложений, перекрывающих позднерифейско-вендские образования Кваркушко-Каменногорского антиклинория (район р. Серебряная). На колонке присутствуют три стратиграфических несогласия, сопровождаемых трансгрессивными последовательностями осадочных формаций. Каждая из этих последовательностей включает пачки песчаников, гравелитов и конгломератов на следующих стратиграфических уровнях: в основании промышленной серии среднего – позднего ордовика, в основании язьвинской свиты позднего силура, а также в эмсе (такатинская

| ЭРАТЕМА | СИСТЕМА | ОТДЕЛ | ЯРУС | ИНДЕКС | КОЛОНКА | МОЩН.,(М) | ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА |
|--------------|-------------|---------|---------------------|-------------------|---------|-----------|--|
| ПАЛЕОЗОЙСКАЯ | ДЕВОНСКАЯ | СРЕДНИЙ | эйфельский | D _{1-2c} | | 100-150 | Карбонатная толща. Известняки, доломиты, иногда глинистые с криноидеями <i>Cupressocrinites (?) cf. crassus Goldf., C.(?) inflatus Schultze, C.(?) cf. rossicus Antr.</i> |
| | | | эмский | D _{1tk} | | 85-500 | Такатинская свита. Кварцитопесчаники, слюдисто- кварцевые сланцы, редкие прослои гравелитов, углеродистых сланцев |
| | | нижний | пражско-ложковский | D _{1d} | | 120 | Доломитовая толща. Доломиты чёрные, в нижней части с прослоями доломитизированных известняков и кварцевых песчаников. В известняках фауна остракод <i>Herrmannina cf. immensa Abush., Liperditia marinae Abush.</i> |
| | СИЛУРИЙСКАЯ | ВЕРХНИЙ | лудло-прижидольский | S _{2jaz} | | 150-300 | Язьвинская свита. Известняки комковатые чёрные, темно-серые с кварцевыми песчаниками в основании, в нижней части табуляты <i>Laceripora cnbrosa Eichw., Parastriatopora sp.</i> и брахиоподы лудловского яруса, <i>Didymothyris didyma (Dalm.)</i> в верхней части табуляты <i>Squamafavosites tiskassensis (Sok.)</i> , <i>Syringopora prisca Sok.</i> прижидольского яруса |
| | | | | | | | |
| | ОРДОВИКСКАЯ | ВЕРХНИЙ | СРЕДНИЙ | | | | |

Рис. 3. Стратиграфическая колонка фрагмента палеозойского разреза восточной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория (бассейн р. Серебряная) (Петров и др., 1999)

свита). Песчаники и конгломераты в основании промысловской серии фиксируют начало трансгрессивного цикла, сменившего Тиманскую орогению и коллапс вендско-раннекембрийского орогена. Позднесилурийские и раннедевонские несогласия и терригенные пачки могут фиксировать фазы активных тектонических движений и соответствуют, по всей видимости, эпохе резкого поворота Восточно-Европейского палеоконтинента (Свяжина и др., 2002; Петров, Свяжина, 2006), совпадающего по времени с Каледонской коллизией. На Уральской окраине палеоконтинента наиболее отчетливо проявилась последняя (раннедевонская) тектоническая эпоха, она соответствует глобальным тектоническим событиям: прекращению активного вулканизма в Тагильской островодужной системе, поднятию ее и окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, сопровождаемому формированием кор выветривания, и затем — их размывом и переотложением. В это же время происходит метаморфизм офиолитов, вероятно, связанный с тектоническими подвижками в океанической коре, заложение новых крупных вулcano-тектонических структур: Восточно-Тагильского вулcano-плутонического пояса (в пражском веке) и Магнитогорской островной дуги (верхи эмского яруса) (Пучков, 2000; Петров, Свяжина, 2006). Учитывая все изложенные выше данные, можно предположить, что наиболее интенсивные тектонические движения по правосдвиговой зоне скольжения, располагавшейся вдоль Уральской окраины палеоконтинента, происходили в раннем девоне, что сопровождалось перерывом в осадконакоплении в позднепражско-раннеэмское время. Сформировавшаяся после стратиграфического перерыва эмская такатинская свита представлена слоистыми (нередко косослоистыми) кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, залегающими на отложениях докембрия, реже — ордовика, силура и девона (Келлер, 1947). Для свиты характерна крайне невыдержанная мощность от 2–3 м до 20–30, редко — до 150–250 м; генетически песчаники относятся к русловым и пойменным фациям аллювия, сменяемым вверх по разрезу озерными, лагунными и прибрежно-морскими отложениями (Шуйский, 2000). Свита имеет широкое площадное распространение западнее центрально-уральских антиклинорий, на западном склоне Урала и в Предуралье. В восточном обрамлении Кваркушко-Каменногорского антиклинория такатинские песчаники слагают узкие клиновидные блоки в тектонической шовной зоне, возможно, являющиеся фрагментами бассейнов типа pull-apart; мощность терригенных отложений достигает здесь 500 м.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционных проектов УрО, СО и ДВО РАН (проекты УрО РАН №№ 12-С-5-1022 и 12-С-5-1014).

Литература

- Келлер Б.М.* Такатинская свита девона Башкирии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 398–403.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Николаев Н.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХVIII. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 275 с.
- Петров Г.А.* Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т, 2006. 195 с.
- Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
- Петров Г.А.* Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. 181 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Свяжина И.А., Мезенина З.С., Петров Г.А.* Палеомагнетизм девонских отложений Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале (р. Реж) // Уральский геофизический вестник. № 3. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. С. 97–102.
- Шуйский В.П.* Палеонтологическая характеристика такатинской свиты Красновишерского района (Северный Урал) // Ежегодник-1999 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 31–35.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

И.Г. Печенкин

*Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского, Москва, pechenkin@vims-geo.ru*

Краевые части нефтегазоносных бассейнов — области яркого проявления постседиментационных процессов. В их пределах широко представлены эпигенетические изменения восстановительного и окислительного ряда. Первые связаны с миграцией нефтегазовых флюидов из центральных частей бассейнов к аконсервационным зонам — местам их разрушения. Вторые представляют собой продукты внедрения в водоносные горизонты кислородных вод. Последнее становится возможным при значительном превышении областей питания в обрамлении бассейнов над очагами разгрузки пластовых вод. С этими процессами связано формирование полиминеральных урановых и других месторождений. Взаимоотношение данных изменений обуславливает сложность эпигенетических зональностей и, как следствие, трудности при выявлении условий локализации наиболее подвижных в данных обстановках полезных ископаемых — нефти, газа, а также урана и сопутствующих ему других элементов (Холодов, Шмариович, 1992; Грушевой, Печенкин, 2003).

Пионерами в области изучения таких изменений стали геологи-уранщики, работавшие в рамках «Атомного проекта» СССР. Именно они стояли у истоков эпигенеза, опередив отечественных специалистов других областей наук о Земле и иностранных ученых, включая США (Печенкин, 2012).

В 1950-е гг. на месторождении Майлисай (Ферганская впадина) литологической группой В.Н. Холодова впервые изучалось взаимоотношение окислительных и восстановительных процессов в карбонатной толще палеогена. Было определено наличие дорудного и пострудного эпигенеза нефтяного ряда. Часть уранового оруденения оказалась залита жидкой нефтью.

В середине 1960-х гг. на месторождении Сабырсай (Узбекистан), локализующегося на восточном борту Амударьинского нефтегазоносного бассейна, в первично-красноцветных

континентальных отложениях мелового возраста изучались дорудные восстановительные изменения, благодаря которым на контрастном геохимическом барьере сформировалось промышленное урановое оруденение. Уже на первых этапах исследований было установлено, что объект обладает рядом особенностей. Разнонаправленные эпигенетические процессы сменялись неоднократно. В результате было определено, что наиболее благоприятные обстановки для рудообразования представляют собой аконсервационные зоны бассейна, где происходит разгрузка нефтяных и газовых флюидов с последующим их разрушением. Это способствует повышению восстановительной емкости пород различных первичных геохимических типов. В прибортовых частях бассейна восстановительный эпигенез имеет площадное распространение, а в центральных преимущественно тяготеет к зонам разрывных нарушений. Последующие

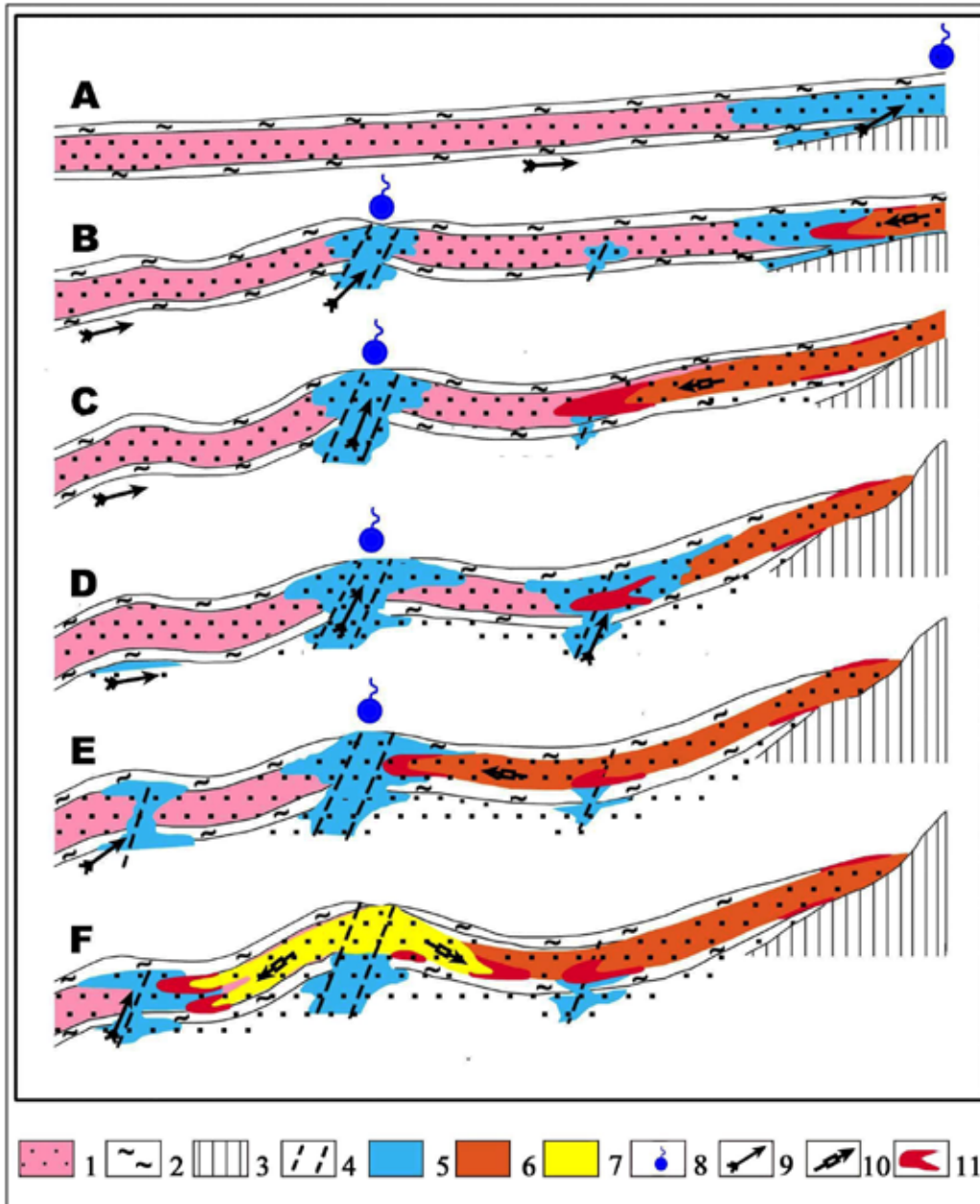


Рис. 1. Схема последовательности эпигенетических процессов в восточной части Амударьинского нефтегазоносного бассейна

Породы мелового возраста: 1 — красноцветные водоносные горизонты, 2 — сероцветные водоупоры, 3 — палеозойский фундамент, 4 — восстановленные породы (белесые, голубовато-серые), 5 — пластовоокисленные породы (желтые, буро-желтые, бурые), 6 — грунтовое окисление (светло-желтое, желтое), 8 — очаги разгрузки пластовых вод; направления движения пластовых вод: 9 — эксфильтрационных, 10 — инфильтрационных, 11 — урановое оруденение

процессы, связанные с инфильтрацией кислородных вод, создают предпосылки для локализации полиминерального оруденения на восстановительных геохимических барьерах (рис. 1).

Исследования на небольшом месторождении Комсомольское (Таджикистан), располагающемся в неогеновой первично-красноцветной молассе, доказали возможность рудогенеза в геологически «юных» отложениях, предварительно подвергшихся восстановлению. Аналогичные данные были получены при проведении геологоразведочных работ на рудопроявлении Карактай (Узбекистан). И в том, и в другом случае урановое оруденение размещено в восстановленных породах, находящихся над разрушающимися нефтяными месторождениями (Батулин и др., 1980).

Несколько позже (1970-е гг.) к близким выводам пришли и американские геологи, изучавшие урановые месторождения нефтегазоносной Техасской равнины. На месторождении Беневидес, по их мнению, основное оруденение тяготеет к границе выклинивания зон пластового окисления, развивающихся в эпигенетически восстановленных породах. На ряде объектов отмечено и повторное — пострудное восстановление (Goldhaber и др., 1978).

Последовательность процессов формирования наложенных изменений окислительного и восстановительного ряда и их взаимоотношение — один из ведущих факторов, влияющих на распределение полиминерального оруденения. Это определяется двойкой ролью углеводородных флюидов и продуктов их разрушения при этом процессе. С одной стороны, битуминизация проницаемых пластов, а также связанные с этим пиритизация, каолинизация, хлоритизация, доломитизация и др. изменения создают благоприятную геохимическую обстановку восстановительного характера для последующей концентрации рудного и нерудного сырья. С другой, внедрение битумов и их разрушение в зоне аэрации приводит к захоронению сформированного ранее оруденения и исчезновению следов его образования (эпигенетической окислительной зональности).

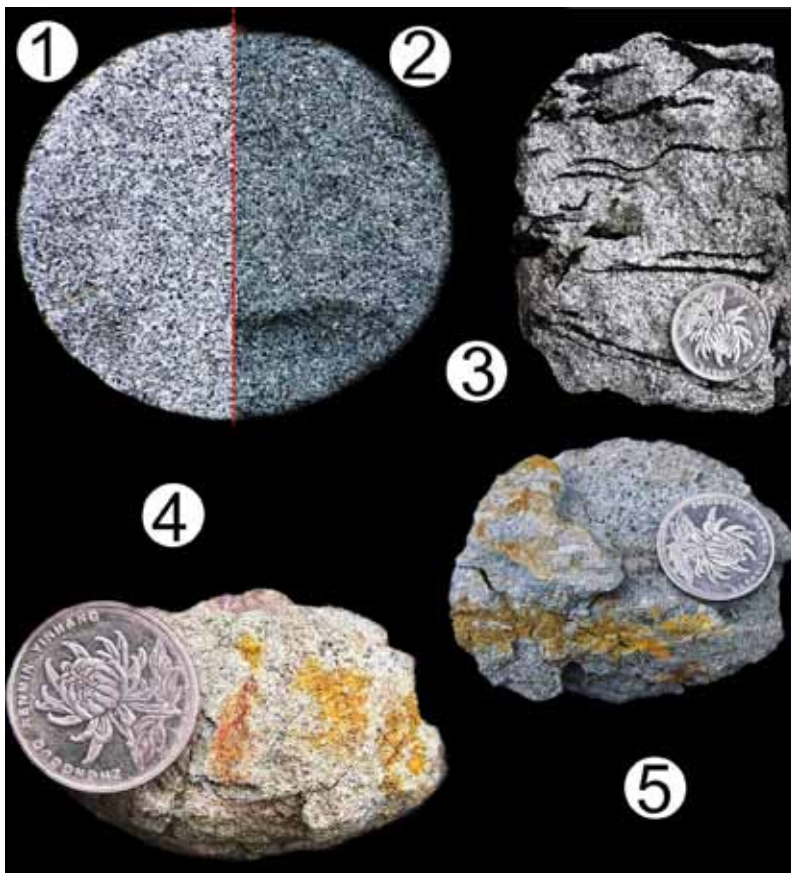


Рис. 2. Геохимические типы пород на месторождении Дуншэн. 1 — первичный сероцветный, 2 — вторично восстановленный (хлоритизированный), 3 — первичный сероцветный с обуглероженной органикой, 4 — реликты окисления в органических остатках (древесина), 5 — реликты окисления в глине

Эти изменения хорошо видны на примере первичных и измененных пород юрского возраста в прибортовой части Ордосского нефтегазоносного бассейна Центрального Китая (рис. 2) (Грушевой, Печенкин, 2003; Печенкин, Печенкин, 2006).

Еще в 1960–70-е годы специалистами ВИМСа в Центрально-Кызылкумской урановорудной провинции (Узбекистан) была разработана и применена методика изучения эпигенетических изменений в осадочных толщах. Предыдущими исследованиями был выделен ряд первичных геохимических типов пород (сероцветный, зеленоцветный, красноцветный и др.), которые различаются по восстановительной емкости и соотношению двух- и трехвалентного железа. Используемая методика заключается в том, что

более поздние изменения осадочных пород отмечаются в самых водопроницаемых разностях разреза (пески, гравелиты, конгломераты). Ранние процессы могут сохранить свои следы в алевритистых и глинистых частях осадочной толщи или в грубозернистых породах на крепком цементе. Это выражается в появлении в них цветных каемок различного генезиса. Чем дальше от контакта с водоносным горизонтом находится в слабопроницаемой породе кайма, тем более раннему наложенному изменению она соответствует. Дополнительными диагностическими признаками произошедших изменений могут служить различные минералы, типичные для определенных процессов, или цементация ранее водопроницаемых пород продуктами эпигенеза. Взаимоотношение эпигенетических процессов определяет особенности рудогенеза различных частей нефтегазоносных бассейнов. Их выявление на основе картирования создает предпосылки для определения перспектив как локальных участков недр, так и крупных геологических структур (Печенкин, 2012).

Устанавливаемая последовательность эпигенетических изменений позволяет проводить специализированное картирование на перспективных площадях с выявлением скрытых частей эпигенетической окислительной зональности и «захороненного» оруденения. В качестве примера уранового рудогенеза, в пределах Ордосского нефтегазоносного бассейна и прилегающих структур создан комплект палеокарт и серии палеоразрезов. Они отражают взаимоотношения водородных процессов окислительного и восстановительного ряда на протяжении крупных этапов геологической истории региона (рис. 3) (Печенкин, Печенкин, 2006).

Выделяется несколько этапов гидрогенного рудообразования на фоне взаимодействия окислительных (рудных) и восстановительных процессов. Генерация нефтегазовых восстановителей преимущественно вершилась в южной части Ордосской впадины. Направления движения углеводородных флюидов определялись геодинамическими условиями, часто обуславливающими формирование очагов разгрузки в зонах разломов. На протяжении всех этапов постепенно уменьшалась роль латеральной миграции восстановительных флюидов при возрастании субвертикальной. Урановый рудогенез связан с развитием зон грунтового и пластового окисления. В первом случае его интенсивность низкая, во втором максимальная. Своего апогея она достигает на северо-востоке синеклизы (месторождение Дуншэн). Изменения восстановительного ряда проявляются в виде обеления, доломитизации, гематитизации, пиритизации, битуминизации разреза. При длительной латеральной миграции или субвертикальном перетоке флюидов из палеозойских коллекторов отмечается интенсивная хлоритизация первично окисленных пород, затрудняющая диагностику произошедших изменений и, как следствие, вызывающая усложнение поисковых работ.

Постседиментационные изменения пород в краевых частях нефтегазоносных бассейнов играют важную роль при формировании целого ряда полезных ископаемых. Их образование происходит обычно в несколько этапов. Изучение первичных эпигенетических зональностей и их последующей трансформации — важнейшая задача при оценке перспектив крупных регионов и локальных участков недр.

Литература

- Батулин С.Г., Грушевой Г.В., Зеленова О.И. и др. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
- Грушевой Г.В., Печенкин И.Г. Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Центральной Азии. М.: ВИМС, 2003. 102 с.
- Печенкин И.Г. У истоков создания теории пластово-инфильтрационного уранового рудообразования // Наука и технологические разработки. 2012. Т. 91, № 4. С. 31–43.
- Печенкин И.Г., Печенкин В.Г. Гидрогенное рудообразование в Ордосском осадочном бассейне // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 174–176.
- Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3–22.
- Goldhaber M.B., Reynolds R.L., Rye R.O. Origin of South Texas uranium deposit // Econ. Geol. V. 73. 1978. P. 1690–1705.

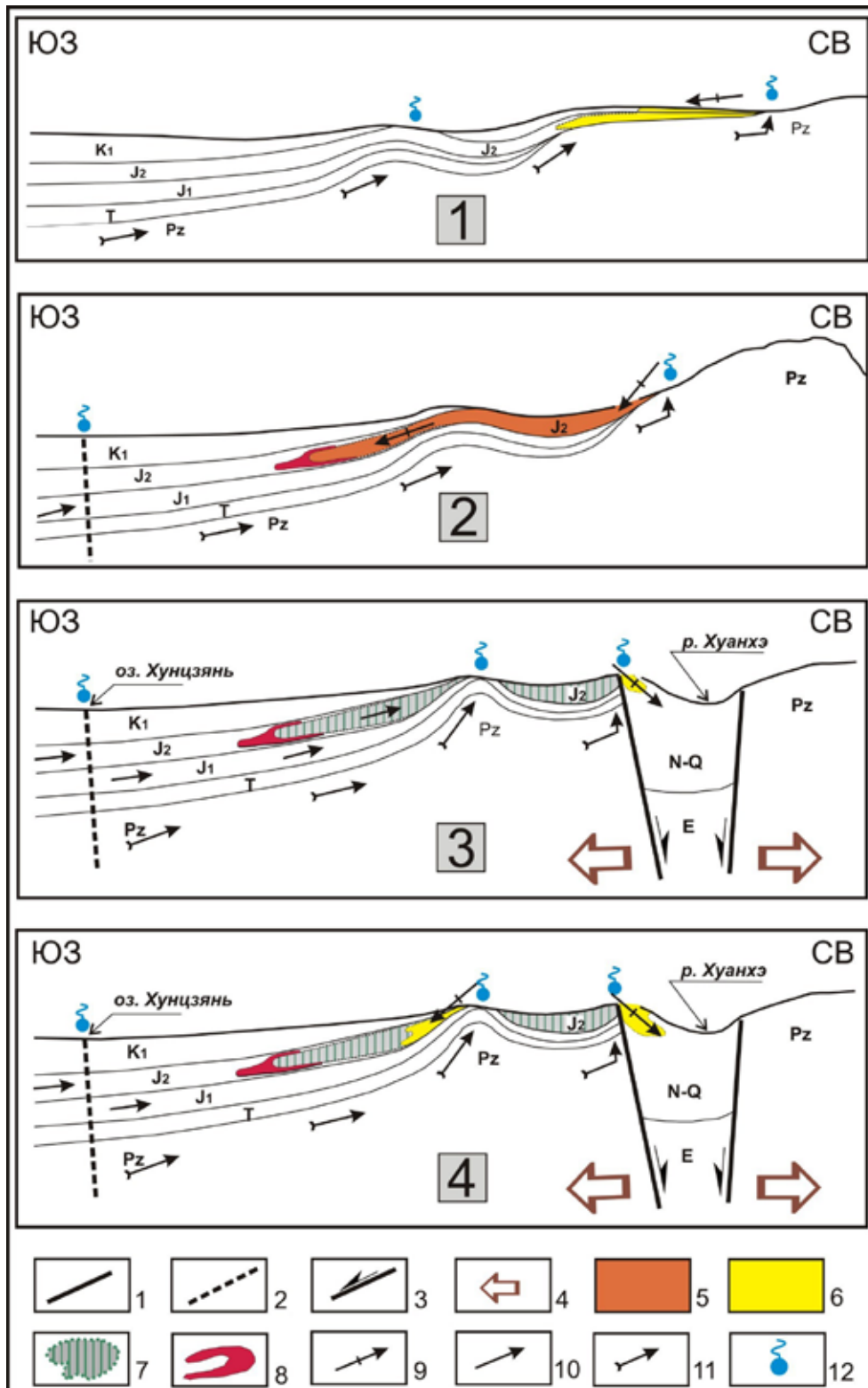


Рис. 3. Модель формирования месторождения урана Дуншэн (бассейн Ордос, Центральный Китай).

Этапы: 1 — среднеюрско-раннемеловой, 2 — позднемеловой-среднепалеогеновый, 3 — позднепалеоген-миоценовый, 4 — плиоцен-голоценовый.

Разломы: 1 — основные, 2 — второстепенные, 3 — сдвиги; 4 — зоны растяжения. Эпигенетические изменения: 5 — пластовое окисление, 6 — грунтовое окисление, 7 — восстановление; 8 — урановое оруденение. Направление движения пластовых вод: 9 — инфильтрационных, 10 — эксфильтрационных в мезозойских отложениях, 11 — эксфильтрационных в палеозойских отложениях; 12 — очаги разгрузки пластовых вод

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ РУДЫ КРАНДАЛЛИТОВОГО ТИПА В ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ ИЗМЕНЁННОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ НОВОПОЛТАВСКОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ШИТ, ПРИАЗОВЬЕ)

В.Т. Погребной

*Государственное предприятие «Днепрогеофизика», Днепропетровск,
vit.pogrebnoy@yandex.ru*

Новополтавский карбонатитовый массив (Приазовье) является составной частью Черниговской карбонатитовой зоны (Капустин и др., 1977), разделённой субширотным Стульневским разломом на два почти равных массива. В отличие от южного, Бегим-Чокракского массива, Новополтавский (северный) изучен достаточно основательно, о чём свидетельствует обширный перечень разноплановых публикаций. Карбонатиты вместе с типичной для этой системы серией пород выделены в черниговский комплекс, названный по субмеридиональному Черниговскому разлому, к которому приурочены массивы. Наиболее полный анализ геологической позиции и вещественного состава пород черниговского комплекса, выполненный в основном на материалах Новополтавского массива, приведен в работах (Глевасский, Кривдик, 1981; Кривдик, Ткачук, 1990).

Жильной зоной карбонатитов сформировано Новополтавское рудное поле шириной до 1 км и протяжённостью более 13 км. В кулисообразно построенной рудоносной полосе оконтурено около двух десятков жильных и линзовидных полей мощностью от 30 до 140 м и протяжённостью до 400–500 м и более. В кальцит-доломитовых карбонатитах содержатся промышленные концентрации апатита и редких металлов (Фролов и др., 2005). Считают (Михайлов, 2010), что Новополтавское карбонатитовое редкометалльно-apatитовое месторождение относится к крупным комплексным объектам. В карбонатитах содержится (Гурский и др., 2005) в среднем 3–4 % P_2O_5 ; 0,06–0,3 % Nb_2O_5 ; 0,002–0,003 % Ta_2O_5 и 0,17–4,6 % TR_2O_3 . В пределах Новополтавского поля разведано месторождение апатита с содержаниями P_2O_5 в балансовых запасах карбонатитовых руд 4,6 %, в рудах коры выветривания 9,6 %. Для части месторождения на массу апатита коренных руд подсчитаны (Гурский и др., 2006) запасы попутных полезных компонентов — Nb_2O_5 , TR_2O_3 и др.

На породах карбонатитового комплекса сформирована кора выветривания площадно-линейного морфотипа мощностью от нескольких метров до 370 м. Среди главных объектов коры выветривания карбонатитов (КВК) Новополтавское месторождение значителен (Фролов и др., 2005) как среднее по запасам (ресурсы руды около 100 млн т) и характеризуется такими параметрами: гидрослюдистый тип, апатит-пироксеновые руды в гидрослюдистых охрах и сыпучках со средними значениями рудных компонентов — 9,0 % P_2O_5 и 0,32 % Nb_2O_5 . Новополтавское рудное поле по строению и характеру оруденения считают близким к Татарскому-I месторождению. Гидрослюдистый профиль коры новополтавских карбонатитов в соответствии с предложенной классификацией КВК (Лапин, Толстов, 1995) обозначен и в иных работах (Белов и др., 2008).

Остаточная КВК на Новополтавском массиве, включая и накопившиеся её объёмы в карстовых формах, закрыта мощной (30–150 м) толщей осадочных образований мезо-кайнозоя, которыми заполнена Черниговская депрессия, что отчётливо трассируется вдоль одноименного разлома. Самыми древними осадочными породами в депрессии, залегающими непосредственно на коре, являются нижнемеловые. Они представлены тёмно-серыми разнородными песками, обогащёнными обуглившимися растительными остатками, и тёмно-серыми углистыми глинами с прослоями вторичных каолинов. Мощность нижнемеловых отложений в депрессии около 40 м.

Кроме апатита как главного концентратора фосфора в рыхлых рудах, в КВК массива обнаружена также крандаллитовая минеральная фаза фосфора (Погребной и др., 1977). В нашем случае этот редкоземельный фосфат, хотя и характеризуется промежуточным составом между крандаллитом, флоренситом и гойяцитом, в тексте фигурирует под термином крандаллит, так

как межплоскостные расстояния его близки к таковым для минералов группы крандаллита. Нами изучены два пересечения крандаллитовых КВК, содержания суммы редкоземельных металлов, а также и ниобия, и тантала, в которых, как показали лабораторные исследования, оказались на уровнях, соответствующих параметрам рудопроявлений. Выявленные ниобий-редкоземельные руды представляют собой мелкозернистые рыхлого сложения образования вишнево-красного цвета. Оба профиля КВК характеризуются интенсивной крандаллитовой минерализацией и отсутствием или содержанием лишь на аксессуарном уровне апатитовой фазы на большей части мощности рудоносного горизонта, начиная с верхнего уровня. И лишь в нижних интервалах опробования фиксируется заметное количество выщелоченных зерен апатита с образованием псевдоморфоз вторичных фосфатов типа предварительно диагностированных франколита, вавелита, курскита и др.

В одной из колонок распределение основных рудных компонентов в 15-метровом рудном горизонте по данным исследования 13-ти проб характеризуется такими параметрами (от – до, среднее, %): $0,24\text{--}1,60$ (0,87) Nb_2O_5 ; $0,003\text{--}0,087$ (0,033) Ta_2O_5 ; $0,55\text{--}9,46$ (3,72) TR_2O_3 ; $2,00\text{--}15,23$ (8,21) P_2O_5 ; Nb:Ta=26,4:1. В 10-метровой части горизонта отмечаются несколько большие содержания оксидов, где средние их значения в той же последовательности размещения достигают таких уровней: 1,13; 0,048; 5,08; 9,87; Nb:Ta=23,5:1. Значительно выше показатели по одному из фрагментов колонки мощностью в 3 м (среднее, %): 1,21; 0,053; 7,72; 10,51; Nb:Ta=22,8:1. Как видно, по всему рудоносному горизонту прослеживается выдержанность показателя Nb:Ta=22,8:1–26,4:1.

По второму пересечению редкометалльно-редкоземельной КВК также детально изучено распределение ниобия и тантала по двум обогащённым фрагментам рудоносного горизонта. При этом в 10-метровой части колонки по данным 24 проб содержания составляют (от – до, среднее, %): $0,90\text{--}3,95$ (1,61) Nb_2O_5 ; $0,026\text{--}0,150$ (0,069) Ta_2O_5 ; Nb:Ta=23,3:1. Трёхметровая толща по данным 10 проб отличается наиболее высокими значениями: $1,25\text{--}3,95$ (2,16) Nb_2O_5 и $0,033\text{--}0,150$ (0,081) Ta_2O_5 ; Nb:Ta=26,1:1. Как и в предыдущей колонке, надрудные и подрудные (относительно 10 метрового рудоносного горизонта) части разреза также являются фрагментами ниобий-редкоземельной КВК, однако они характеризуются более низкими, чем обогащённый горизонт, содержаниями рудных компонентов.

В рассматриваемых рудах КВК количественными методами установлены содержания иттрия $0,046\text{--}0,1$ % (среднее 0,06), ванадия $0,008\text{--}0,053$ % (среднее 0,022). Эпизодически в КВК, особенно в её верхней части, фиксируется мышьяк в количестве $0,003\text{--}0,015$ %, иногда до $0,040\text{--}0,043$ %.

В балансе редкоземельной составляющей руд основной объём связан с крандаллитом, который обособляется в виде ячеисто-ноздреватых образований серого, серовато-жёлтого и бурого различной плотности цвета. Минерал хрупок и легко измельчается, вследствие чего его распределение имеет тенденцию увеличения в сторону мелких классов гранулярного состава. Наблюдаемая коррозия монацита и обрастание его крандаллитом свидетельствуют о его вторичной природе — образовании при замещении монацита в процессе выветривания. Но как вероятность предполагается, что этот процесс может иметь и обратный характер, т.е. иногда вновь формируется монацит. Детальная характеристика крандаллитовой минерализации приводилась ранее (Погребной и др., 1977). Однако в общем балансе TR в руде КВК долевое участие монацита не может быть существенным, поскольку количество его, прослеживаемое по всей мощности рудоносного горизонта, находится на аксессуарном уровне, и лишь изредка наблюдается некоторое повышение.

Тантал-ниобиевая составляющая рудоносного горизонта КВК определена наличием в составе руд колумбита и также, возможно, участием тонкодисперсных продуктов разрушения в условиях гипергенеза других известных в карбонатитах Новополтавского массива минералов-концентраторов и носителей ниобия и тантала. Колумбит наблюдается в виде кристаллов призматической формы, а также осколков зёрен с раковистым изломом. Цвет чёрный и буровато-чёрный, в тонких сколах просвечивает вишнево-красным. Минерал прослеживается по всему рудоносному горизонту, образуя в нём отдельные относительно обогащённые интервалы. По результатам трёх анализов мономинеральных фракций, колумбит содержит: $54,8\text{--}69,1$ % Nb_2O_5

(среднее 62,2); 1,8–3,7 % Ta_2O_5 (среднее 2,5); Nb:Ta=24,9:1. С последним показателем полностью согласуются величины соотношений Nb:Ta (см. выше) как по рудоносному горизонту в целом, так и по отдельным его фрагментам, находясь в диапазоне 22,8–26,4. В гранулярном составе руды преобладает шламовая (–0,05 мм) фракция, занимая 60–70 % её объёма. Масса относительно крупного класса (–2 – +1 мм) составляет всего несколько процентов и лишь изредка достигает 8–13 %. Поэтому минералогический состав как природных образцов руды, так и шламовой её составляющей, как показывают результаты рентген-дифрактометрических исследований системной серии препаратов из всего 10 метрового рудоносного горизонта, представлен совершенно качественно однотипной ассоциацией главных компонентов, в числе которых: минеральные фазы крандаллита и других фосфатов этой группы, гематитизированного магнетита и гематита, гидроксидов железа, каолинита. Памятуя об отнесении КВК Новополтавского массива к гидрослюдистому типу (Фролов и др., 2005; Белов и др., 2008), нельзя не обратить внимания на отсутствие в этом перечне минерального состава крандаллитовых руд гидрослюдистого компонента. Заметим, что слабые отражения гидрослюды фиксируются лишь на дифрактограммах некоторых препаратов руды из нижней части горизонта. Данный профиль безгидрослюдистой КВК, вероятно, мог быть сформированным либо изначально, т.е. в процессе интенсивного выветривания и преобразования гидрослюды в каолинит, либо, учитывая углистый характер перекрывающих кору осадочных пород нижнего мела, в процессе эпигенеза и трансформации гидрослюдистой фазы в каолинитовую. В эпигенетически изменённой коре сформировался сидерит и пирит, причём сидерит является «сквозным» компонентом профиля КВК. Кварц реально отсутствует. Эпизодически встречающиеся зёрна, вероятнее всего, попали в кору из песков осадочной кровли. В классах рассева, как и фракциях разделения в тяжёлых жидкостях, установлены, кроме перечисленных, также минералы акцессорного уровня, в числе которых уже упоминавшийся выше колумбит, а также монацит, циркон, бадделит, ильменит, пирит, реже барит, флюорит.

Материалы по данному рудопроявлению, служащие основой для выделения нового типа руд в КВК массива, в сочетании с полученными ранее при изучении опорных колонок-скважин данных о развитии крандаллитовой минерализации в апатитоносных КВК месторождения, послужили базой для выделения, наряду с известным апатитовым, также крандаллит-apatитового (или апатит-крандаллитового) и крандаллитового минералого-технологических типов (сортов) фосфатных руд и разработки способа оперативной их типизации (Погребной, 2011). Учитывая комплексный ниобий-редкоземельный состав руд нового типа и уровни концентрации металлов, а также их физические параметры и невозможность применения для них разработанных для апатитовых руд технологических схем обогащения, может оказаться плодотворным предположение о возможности применения селективной скважинной гидротехнологии добычи и гидрометаллургической переработки.

Данный тип рудопроявления рассматривается, наряду с известным в ряде публикаций гидрослюдистым типом, в качестве латеритного профиля КВК на Новополтавском массиве, что подтверждает определённое его сходство с Татарским-I (гидрослюдистый тип) и Татарским-II (латеритный тип).

В качестве исходных для создания проекта генетической модели формирования нового типа комплексных ниобий-редкоземельных руд рыхлого сложения на Новополтавском массиве использованы следующие положения: практически почти полностью лишённый апатита крандаллитовый профиль, содержащий лишь реликты отдельных интенсивно выщелоченных зёрен минерала в нижней части рудоносного горизонта; содержание на акцессорном уровне и сильно гипергенно изменённого монацита; безгидрослюдистый и бескварцевый состав руд; существенное содержание в составе рудоносной коры каолинита, оксидов и гидроксидов железа; углистый характер нижнемеловых пород в кровле профиля. Базируясь на комплексе приведенных данных, определяемся с выводом, что это профиль эпигенетически изменённой коры выветривания карбонатитов, вмещающий новый минералого-технологический ниобий-редкоземельный (колумбит-крандаллитовый) тип руд. Главным источником фосфора и редких земель послужил разрушающийся в эпигенетическую стадию апатит. Долевое участие других минералов, в том числе и монацита, вероятно, не могло быть масштабным. Признаки, которые

бы указывали на переотложенный характер коры, как на известном уникальном месторождении пироклор-крандаллитовых руд участка Буранный (Толстов, 2006), в изученном профиле КВК Новополтавского массива явно не обнаруживаются. Вместе с тем нельзя исключать как возможный вариант ближнего сноса материала первичной коры и его накопления, как это рассматривается (Кузьмин, 2009, 2012) применительно к упомянутому масштабному объекту.

Литература

- Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 555 с.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова думка, 1981. 226 с.
- Гурский Д.С., Есыпчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические полезные ископаемые Украины. Т. I. Киев-Львов, 2005. 783 с.
- Гурский Д.С., Есыпчук К.Е., Калинин В.И. и др. Неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. II. Киев-Львов, 2006. 783 с.
- Капустин Ю.Л., Лапицкий Э.М., Погребной В.Т. и др. Карбонатитовая зона Украинского щита // Сов. геология. 1977. № 9. С. 80–92.
- Кривдик С., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1990. 408 с.
- Кузьмин В.И. Онтогения минералов переотложенной коры выветривания карбонатитов Томторского массива подтверждает генезис месторождения // Онтогения минералов и её значение для решения прикладных геологических задач. СПб., 2009. С. 77–79.
- Кузьмин В.И. К минералогии уникального редкометального месторождения карбонатитового массива Томтор // Проблемы укрепления минерально-сырьевой базы. СПб., 2012. С. 30–32.
- Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов. М.: Наука, 1995. 208 с.
- Погребной В.Т., Тимошенко И.Л., Капустин Ю.Л. Стронциево-редкоземельный крандаллит из коры выветривания карбонатитов // Минералогия осадочных образований. Киев: Наукова думка, 1977. С. 74–79.
- Погребной В.Т. Способ оперативной типизации минерального состава фосфатных руд коры выветривания карбонатитов Новополтавского месторождения, Украинский щит // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 136–137.
- Толстов А.В. Закономерности образования и размещения главных рудоносных формаций северной части Сибирской платформы: Автореф. дис. док. геол.-мин наук. Якутск, 2006. 45 с.
- Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005. 537 с.

ЛИТОГЕОХИМИЯ АРГИЛЛИТОВ ВЕНДА НЕПСКО-ЖУИНСКОЙ ЗОНЫ

В.Н. Подковыров, Л.Н. Котова, О.В. Граунов

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, vpodk@mail.ru

На основе полученных литологических и геохимических данных реконструированы фациальные обстановки и геодинамические режимы седиментации вендских отложений севера Патомского прогиба и Непско-Ботубинской антеклизы. Определен вероятный состав пород областей сноса, и рассмотрена взаимосвязь геохимических параметров осадков с распространенностью органостенных микрофоссилий в морских отложениях позднедальнетайгинского-раннежуинского времени.

Изученный комплекс терригенных отложений венда включает валюхтинскую (уринскую) и каланчевскую свиты дальнетайгинской и никольскую свиту жуинской серии патомского комплекса севера Патомского прогиба и Уринского антиклинория, а в пределах Непско-Ботубинской антеклизы — осадки вилочанского и непского горизонтов. Патомский комплекс, возраст которого принимается в широком диапазоне от верхнего рифея (Хоментовский и др., 1985) до венда, рассматривается или как последовательность пассивной континентальной окраины (Чумаков и др., 2007), или же, в дальнетайгинское и жуинское время, как отложения

задугового бассейна Байкало-Патомской островодужной системы позднего протерозоя (Станевич и др., 2007). Следует отметить, что открытый в последние годы эдиакарский комплекс микрофоссилий уринской свиты типичен для отложений раннего венда (Воробьева и др., 2008) и, по уточненным данным, соответствует послеледниковым? (доредкинским) отложениям раннего венда (Голубкова и др., 2010).

В пределах Жуинско-Ленского района исследованы два типа разрезов дальнетайгинской серии: на Уринском антиклинории, в низовьях р. Ура (уринская свита и каланчевская свиты, стратиграфический аналог валюхтинской свиты) и в р-не устья р. Мал. Патом (валюхтинская свита). Отложения этих свит перекрыты породами никольской свиты жуинской серии.

Отложения верхов дальнетайгинской и основания жуинской серии Жуинско-Ленского района представляют часть вендской осадочной последовательности патомского шельфового бассейна юго-востока Сибирской платформы. Уринская свита представлена проксимальными дельтовыми и мелководно-морскими терригенными (сероцветные алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников), и терригенно-карбонатными отложениями. Каланчевская свита Уринского антиклинория сложена глинисто-карбонатными осадками, отлагавшимися в литоральных обстановках мелководного бассейна. Валюхтинская свита низовьев р. Мал. Патом представлена в основании темноцветными песчано-глинистыми и карбонатными осадками, накопившимися в условиях малоподвижной нижней литорали морского бассейна с элементами застойного режима и аноксии (Станевич и др., 2007). Верхняя подсвита валюхтинской свиты, сложенная сероцветными алевроаргиллитами и песчаниками, представляет собой регрессивный комплекс молассоидных осадков со сменой шельфовых отложений мелководными.

Никольская свита жуинской серии, открывающая новый цикл осадконакопления, сложена в основании (куллекинские слои) серыми песчаниками и алевролитами, выше замещающимися серыми аргиллитами и мергелями с прослоями онколитовых известняков. Отложения свиты представляют собой трансгрессивную последовательность со сменой динамичных прибрежных остановок осадками спокойных обстановок нижней литорали мелководного морского бассейна.

На территории Непско-Ботуобинской антеклизы комплекс основания вендского осадочного чехла Сибирской платформы представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями вилючанского и непского горизонтов, относимых к нижнему венду (Стратиграфия..., 2005). Отложения вилючанского горизонта фиксируют начало проградации речных долин, замещающихся в непское время, по мере нарастания трансгрессии, карбонатно-терригенными супралиторальными, дельтовыми и мелководными шельфовыми отложениями пассивной континентальной окраины (Постникова и др., 2008). Непский горизонт юго-восточного склона Непского свода включает отложения талахской и паршинской свит. Талахская свита сложена переслаиванием сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Паршинская свита в нижней подсвите сложена чередующимися в разрезе пачками серых доломитов и темно-серых аргиллитов. Верхняя подсвита включает хамакинскую пачку разнородных песчаников с ангидрито-глинистым цементом, переслаивающихся с зеленовато-серыми аргиллитами, сменяющимися вверх по разрезу доломитами и серыми аргиллитами. Аргиллиты хамакинского горизонта, включающие наиболее богатые комплексы микрофоссилий (Голубкова и др., 2010), представлены тонкослоистыми разностями серой и зеленовато-серой, до черной, окраски. Накопление осадков талахской и паршинской свит происходило в обстановках подвижного морского мелководья и преобладания потокового переноса материала на мелководном проксимальном шельфе вендской пассивной окраины Сибирской платформы.

Литохимическая характеристика отложений венда Непско-Жуинской зоны основана на данных по химическому составу аргиллитов и алевритистых аргиллитов (85 обр.). Для реконструкции первичного состава пород, определения вероятного состава пород водосборов и расшифровки геодинамических обстановок формирования отложений использован ряд широко известных классификационных и дискриминантных диаграмм (Roser, Korsh, 1986; Herron, 1988 и др.). На диаграмме Хиррона (Herron, 1988) составы алевроаргиллитов непского горизонта венда Непско-Ботуобинской антеклизы сконцентрированы в области сланцев и вакк, тогда как точки составов аргиллитов валюхтинской и никольской свит Жуинско-Ленского района располагаются преимущественно в поле сланцев (рис. 1а). Составы же

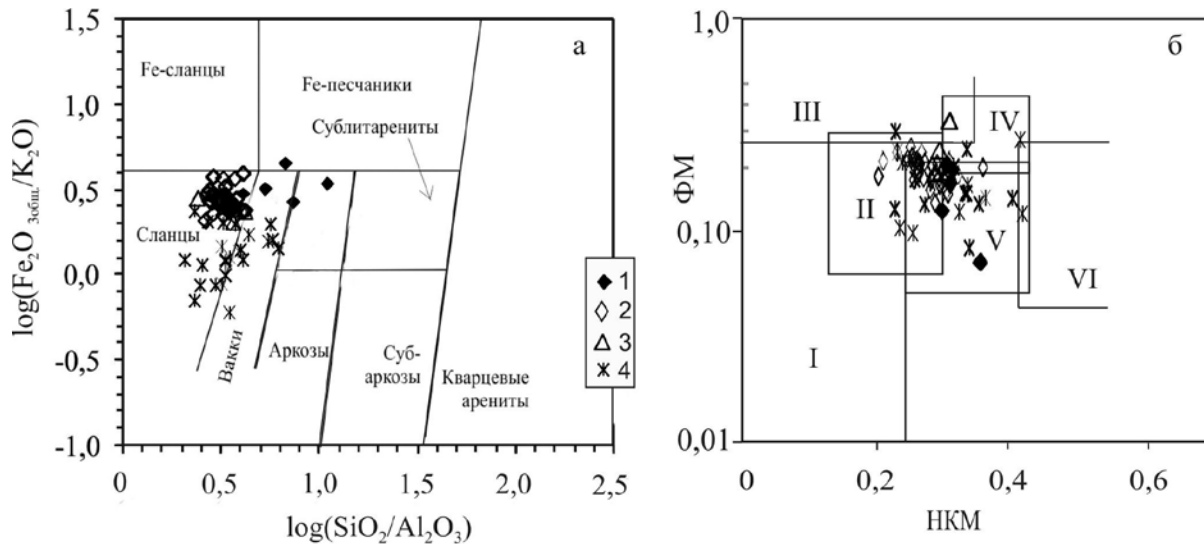


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов аргиллитов венда Непско-Ботуобинской антеклизы и Жуинско-Ленского района Патомского прогиба на диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ М. Хиррона (а) и НКМ-ФМ (б)

а: 1–3 — свиты, Жуинско-Ленский район: 1 — уринская и каланчевская; 2 — валюхтинская; 3 — никольская; 4 — талаканская и паршинская свиты Непско-Ботуобинской антеклизы.

б: I — поле преимущественно каолиновых глин, II — поле преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюды глин, III — поле преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюды глин, IV — поле хлорит-гидрослюды глин, V — поле хлорит-монтмориллонит-гидрослюды глин. НКМ — модуль нормированной щелочности, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ФМ — фемический модуль, $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000)

алевроаргиллитов уринской и каланчевской свит Уринского поднятия на диаграмме Хиррона варьируют от сланцев и вакк до субаркозов и Fe-песчаников. На диаграмме ФМ-НКМ (Юдович, Кетрис, 2000) преобладающая часть точек составов аргиллитов и алевроаргиллитов и Непско-Ботуобинской антеклизы и Жуинско-Ленского района располагается преимущественно в полях монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и гидрослюды и хлорит-монтмориллонит-гидрослюды глин, в меньшей степени — хлорит-гидрослюды глин (рис. 1б), что подчеркивает минералогическую незрелость глинистого материала.

Проведенное изучение литохимических характеристик алевроаргиллитов венда показало, что значения петрохимических параметров пород талахской и паршинской свит Непско-Ботуобинской антеклизы и уринской, каланчевской (валюхтинской) и никольской свит Лено-Жуинского района не отличаются существенно и варьируют в пределах, характерных для глинистого материала континентальных кор выветривания умеренного климата ($\text{CIA}=70\text{--}73$). Это в целом указывает на доминирование в вендском разрезе тонкозернистой алюмосиликокластики, не претерпевшей существенных преобразований в условиях умеренного семигумидного, а для аргиллитов — непского горизонта, вероятно, и семиаридного (нивального?) климата. В то же время отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ различаются существенно для алевроаргиллитов венда Непско-Ботуобинской антеклизы и Жуинско-Ленского района. В первых из них величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ варьируют от 0,28 до 0,32, что, согласно (Cox et al., 1995), указывает на структурную и минералогическую незрелость пород и существенное содержание в них петрогенного («first cycle») обломочного материала пород фундамента Сибирской платформы, включая тонкодисперсные полевые шпаты. Алевроаргиллиты Жуинско-Ленского района в основном характеризуются более низкими и выровненными величинами отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, характерными для преимущественно литогенного материала, т.е. прошедшего более чем один цикл выветривания и переотложения.

Аргиллиты венда непского горизонта Непско-Ботуобинской антеклизы, как и глинистые сланцы уринской-никольской свит Жуинско-Ленского района, судя по их геохимическим особенностям (индексам Ni/Co, V/Cr и др.), накапливались в аэрируемых прибрежных

обстановках, способствовавших расцвету органической жизни. При этом богатые комплексы микрофоссилий сосредоточены в структурно и минералогически незрелых алевроглинистых отложениях депрессионных структур мелководного шельфа, быстро перекрывавшихся новыми порциями отложений, предотвращавших окисление органического вещества. Напротив, бедные комплексы микрофоссилий более глубоководных глинистых отложений валюхтинской свиты накапливались в дисокисных и аноксических обстановках открытого шельфового бассейна.

Реконструкция геодинамических обстановок формирования изученных отложений венда с использованием петрохимических диаграмм (Maynard et al., 1982; Roser, Korsch, 1986 и др.) показала, что основная часть фигуративных точек составов алевроаргиллитов венда Непско-Ботуобинской антеклизы расположена в области значений, характерных для пассивных континентальных окраин, тогда как составы осадков Жуинско-Ленского района попадают в поля активных континентальных окраин (рис. 2а, б). По-видимому, наблюдаемое смещение составов пород дальнетайгинской серии в область активных обстановок обусловлено в основном слабым выветриванием и умеренной зрелостью глинистого материала уринской, валюхтинской и никольской свит Лено-Жуинского района, хотя влияние вендских вулканических источников основного состава также нельзя исключать.

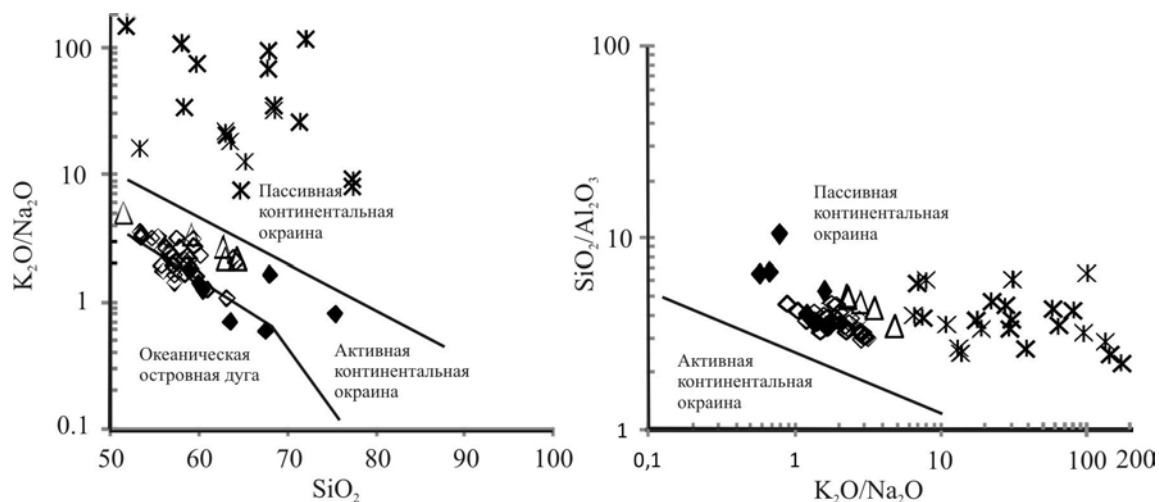


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов алевроаргиллитов венда на геодинамических дискриминантных диаграммах Б. Розера и М. Корша (а) и Б. Мейнарда (б). Усл. обозначения см. рис. 1

С учетом имеющихся данных по биостратиграфическому изучению отложений венда Непско-Ботуобинской антеклизы и уринской свиты Уринского антиклинория (Воробьева и др., 2008; Голубкова и др., 2010), а также данных Sr и С-изотопной корреляции разрезов дальнетайгинской серии с мировыми стратотипами венда (Покровский и др., 2006; Чумаков, 2011), возрастное положение последовательности уринской-каланчевской (валюхтинской) свит, вероятно, соответствует редкинскому горизонту (≤ 585 млн лет), а паршинской свиты непского горизонта — верхам редкинскому или котлинскому горизонту венда российской стратиграфической шкалы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00813) и Программы 28 Президиума РАН.

Литература

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // ДАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 782–787.

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2010. Т. 18, № 4. С. 3–27.

Наговицын К.Е., Файзуллин М.Ш., Якишин М.С. Новые формы акантоморфных акритарх байкалия Патомского нагорья (уринская свита, Восточная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Т. 45. Вып. 6–7. С. 7–19.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и Sv в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Постникова О.В., Соловьева Л.В., Тихомирова Г.И. Строение аллювиально-пролювиальных природных резервуаров нижнего венда южного склона Непско-Чонского мегасвода (Сибирская платформа) // Нефтяное хозяйство. 2008. № 2. С. 9–15.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60–79.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, 2005. 428 с.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 379–383.

Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 115–119.

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

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

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

Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep sea sands from arc related basin // Geol. Soc. Am. Spec. Publs. 1982. № 10. P. 551–561.

Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕОЛИТОВ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Поднебесных

Научно-технический центр «Газпромнефть», Тюмень, Podnebesnikh.AV@gazpromneft-ntc.ru

Площадное распространение минеральных ассоциаций группы цеолитов в нижнемеловых отложениях Гыданского полуострова и сопредельных территорий было описано достаточно давно и получено на основе данных рентгеноструктурного анализа керн скважин Заполярного, Уренгойского и Верхне-Колик-Еганского месторождений (Коссовская, 1975). Региональная зона цеолитизации картировалась от Заполярного месторождения на юг в меридиональном направлении до Верхне-Колик-Еганского участка. В настоящее время границы закартированной зоны требуют серьезных уточнений в связи с появлением новых данных о присутствии цеолитовой ассоциации на сопредельных площадях. Например, при бурении скважин на Мессояхской группе месторождений в их восточной части в границах продуктивных пластов БУ₁₃₋₁₅ (суходудинская свита) была встречена не характерная для этого района минеральная ассоциация, представленная цеолитовыми минералами. После анализа всего имеющегося на сегодняшний день материала по Мессояхской группе месторождений, Заполярному и Яро-Яхинскому месторождениям, с использованием опубликованных данных по проявлениям цеолитовых минералов на прилегающих площадях была сделана попытка уточнить границы уже известной зоны распространения цеолитов. Кроме того были описаны основные факторы, влияющие на процесс формирования данной ассоциации.

По мнению ряда исследователей (Коровина, 1987; Беяков, 1998; Коробов и др., 2008), цеолиты оказывают прямое влияние на фильтрационно-емкостные свойства коллекторов, тем самым влияя на показания геофизических методов исследования. Одной из главных

особенностей цеолитов является способность катионного обмена их кристаллической решетки с окружающей химической средой. Это приводит к образованию так называемой «цеолитовой воды», которая в продуктивной зоне понижает электрическую проводимость пород, а в водонасыщенной зоне, участвуя в катионном обмене с поровой водой, понижает сопротивление последней, искажая показатели электрического каротажа (Коровина, 2011).

По результатам выполненного рентгеноструктурного анализа, цеолит, встреченный на Мессояхской группе месторождений, представлен ломонтитом, типичная оксидная формула которого выглядит как $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Кристаллическая структура является переходной от субцепочечных алюмосиликатов к слоистым. Ломонтит образует агрегаты из призматических кристаллов с совершенной спайностью и выполняет роль порового и пойкилитового цемента в породах-коллекторах. На Яро-Яхинском и Заполярном месторождениях цеолиты представлены ломонтитом и томпсонитом ($(\text{Na}_2, \text{Ca})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2,4\text{H}_2\text{O}$). По результатам изучения шлифов, количество цеолитов на некоторых участках Мессояхской группы месторождений может достигать 20–30 %, для Яро-Яхинского и Заполярного месторождений этот показатель не превышает 10–15 %.

Средние цифры содержания цеолитов в цементе пород-коллекторов для Мессояхской группы, Яро-Яхинского и Заполярного месторождений приведены на рисунке 1. В пласте БУ₁₅ Мессояхской группы месторождений содержание цеолитов составляет около 9,0 % от общего количества цемента, для пласта БУ₁₄ эта цифра приближается 45,0 %, а для пласта БУ₁₃ равна почти 70,0 %. Подобная картина наблюдается и на Заполярном месторождении, где в пласте БТ₁₁ содержание цеолитов составляет около 7,0 %, в пласте БТ₁₀ — 40,0 %, в пласте БТ₆₋₈ достигает 64,2 %. Такой характер распределения цеолитов четко коррелируется с пористостью пород-коллекторов. Если для пласта БУ₁₅ Мессояхской группы месторождений средняя пористость составляет около 14 %, то для пласта БУ₁₃ она уже составляет 18 %. На рис. 2 и 3 отображено описанное увеличение содержания цеолитов вверх по разрезу.

Процесс формирования цеолитовой ассоциации протекал достаточно продолжительное время, с периодами усиления или ослабления процесса. Учитывая масштабы распространения данной ассоциации по площади, морфологические особенности и вторичность процессов, с которыми связана цеолитизация уже сформировавшихся пород-коллекторов, можно говорить об эпигенетическом характере происхождения цеолитов (Коссовская, 1975). Это предположение находит свое подтверждение при изучении шлифов, где хорошо видно, что цеолиты не только заполняют пустотное пространство, но и достаточно часто замещают отдельные зерна, как правило, полевых шпатов.



Рис. 1. Средний состав цемента коллекторов Мессояхской группы, Яро-Яхского и Заполярного месторождений

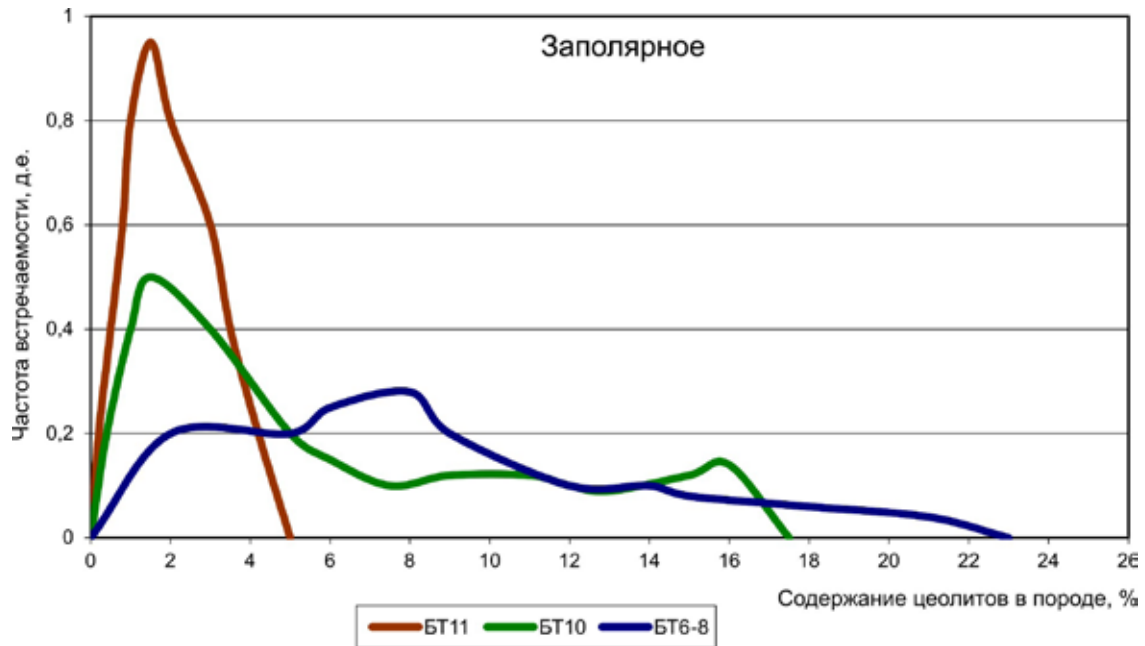


Рис. 2. Содержание цеолитов в породах Мессояхской группы месторождений



Рис. 3. Содержание цеолитов в породах Заполярного месторождения

Рассматривая процесс цеолитизации в региональном масштабе, можно отметить следующее: район цеолитизации пластов вытягивается узкой полосой 15–30 км с юга на север и приурочен главным образом к зонам региональных разломов, проходя через Хальмерпаютинское, Береговое, Пякяхинское, Южно-Мессояхское месторождения и, как сейчас установлено, через седловину между Мессояхским и Малохетским валами (рис. 4). Помимо этого процессы цеолитизации затронули районы на Восточно-Уренгойской, Яро-Яхинской и Заполярной площадях.

Очевидно, что для формирования цеолитов в масштабе огромного нефтегазоносного бассейна требуется выполнение определенной последовательности геологических процессов, которые кратко можно определить как тектонический, седиментологический и метасоматический.

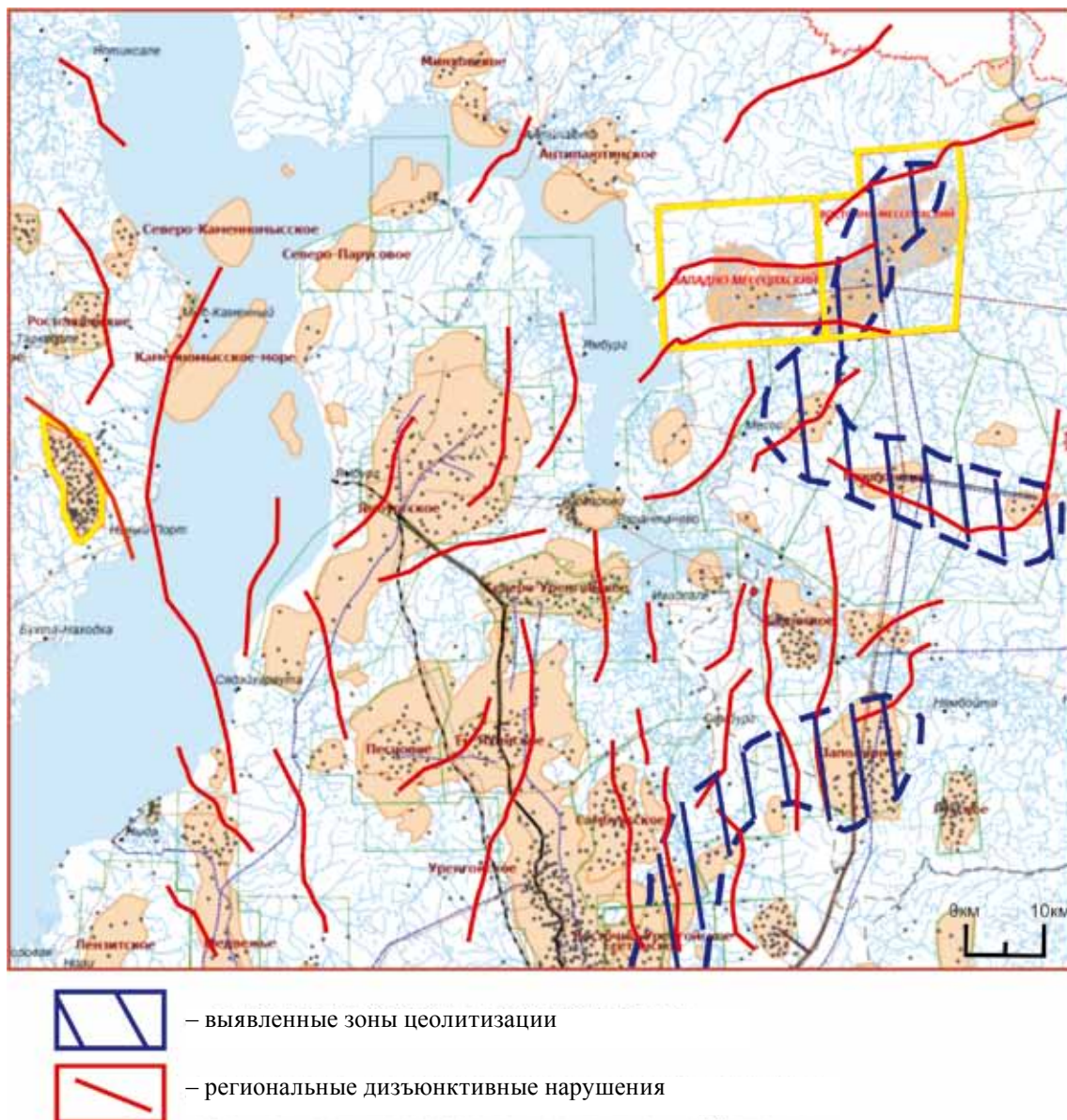


Рис. 4. Схема распределения предполагаемой зоны цеолитизации юга Гыданского полуострова и сопредельных территорий

Как показано на рис. 4, все перечисленные выше месторождения, на которых отмечены и описаны цеолитовые минералы, приурочены к зонам разломов. В определенный период своего существования они подвергались существенным структурным перестройкам. Например, Мессояхская группа месторождений подверглась такого рода перестройке трижды: на границах нижнего – среднего триаса (Суракайская фаза герцинской эрогенической эры); верхней юры – нижнего мела, киммеридж – валанжина (Новокиммерийская фаза киммерийской эпохи) и верхнего мела – нижнего палеогена (Ларамийская фаза альпийской эпохи). Это привело к образованию горст-грабеновых структур, имеющих С–СВ и С–СЗ простирание, а далее к формированию зон повышенной проницаемости, с которыми хорошо коррелируются повышенные концентрации цеолитов.

Фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов в первую очередь определяются обстановками их осадконакопления. Для пластов группы БУ и БТ в пределах Гыданского полуострова характерна седиментационная модель верхней дельтовой равнины / аллювиальной равнины, где основная часть коллекторов накапливались в аккреционных комплексах зрелого пояса меандрирования, а небольшая часть — в незрелых поясах меандрирования, кроме того, часть отложений формировалась в условиях мелководного шельфа.

Как показано на рис. 1, цеолиты в цементе пород-коллекторов достаточно часто встречаются в ассоциации с хлоритом, кальцитом и гидрослюдой и практически никогда с каолинитом. Дело в том, что каолинит образуется в кислой среде, а цеолиты — в щелочной. Из этого следует, что в процессе формирования пород-коллекторов на стадии диагенеза и катагенеза химизм водной среды менялся с кислой на щелочную. Такая смена химизма могла быть в первую очередь связана со скоростью прохождения растворов по высокопроницаемым зонам, сформировавшимся при многочисленных структурных перестройках.

Изучение процесса цеолитизации, широко проявившегося в нижнемеловых отложениях юга Гыданского полуострова и сопредельных территорий, имеет важное практическое значение при геофизическом исследовании скважин. Для введения поправок при расчете удельного электрического сопротивления очень важно знать локальные участки, к которым могут быть приурочены проявления цеолитов. Решить данную задачу можно методом аналогий, сопоставив тектоническую обстановку, седиментологические условия формирования и наличие вторичных изменений на перспективных объектах исследования.

Литература

Беляков Е.О. Построение петрофизических моделей фильтрационно-емкостных свойств текстурно-неоднородных терригенных коллекторов: Диссертация на соискание ученой степени к.г.-м.н., Тюмень, 1998. 276 с.

Коробов А.Д., Коробова Л.А., Ахлестина Е.Ф. Минеральные ассоциации продуктов гидротермального изменения — ключ к пониманию возникновения зон разуплотнения и фазовой зональности углеводородов (на примере Западной Сибири) // Известия Саратовского университета. 2008. Т. 8, вып. 1. С. 42–50.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Влияние цеолитизации на определение емкостных свойств пород продуктивных пластов мегийонской свиты месторождений севера Тюменской области // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве: Науч.-практ. конф. тез. докл. Николаевск-на-Амуре, 1987. С. 190.

Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Вторичные процессы в терригенных коллекторах Западно-Сибирского нефтегазового комплекса // Минеральные индикаторы литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 271–273.

Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НАРЫМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина, Г.М. Татьянин

Томский государственный университет, Томск, podobina@ggf.tsu.ru

В разрезе верхнего мела и палеогена Томской области А.А. Бабиным (1969) впервые установлены четыре железорудных горизонта (снизу вверх): нарымский, колпашевский, бакчарский и тымский, объединенных в Бакчарское железорудное проявление. Образование всех этих горизонтов связано с завершением трансгрессивных циклов, отмечающихся выпадением из разреза отдельных стратонов.

Нарымский железорудный горизонт прослеживается в верхней части ипатовской свиты и по палеонтологическим данным относится к коньякскому ярусу, возможно, его верхнему подъярусу. Ипатовская свита в районе формирования нарымского горизонта состоит из прибрежно-морских серых песков, алевролитов и реже серых рыхлых глин. Нарымский железорудный горизонт в верхах свиты прослеживается от устья р. Енисея на севере до Павлодарского Прииртышья на юге. Его протяженность более 1200 км, ширина в Каргасок-Колпашевском Приобье составляет около 260 км, мощность до 30–35 м. Руды представлены бурыми линзами среди зеленоватых алевролитовых глин и алевролитов. Наименьшая глубина залегания от поверхности составляет 180 м (в устье р. Парбиг), а в некоторых других местах —

до 300–400 м (Нагорский, Зайченко, 1957; Подобина, Бабин, 1976; Подобина и др., 2005). В разрезе нарымский железорудный горизонт имеет сложное строение. Мощность оолитовых руд не превышает 7,5 м. Главной рудосоставляющей частью являются оолиты гидрогетито-лептохлоритового состава (65–70 %).

Терригенный материал (20–25 %) представлен хорошо окатанными зернами полевых шпатов и окисленного глауконита. По разрезу зерна кластического материала несколько крупнее оолитов и достигают 0,2–0,5 мм в поперечнике; размер же оолитов не превышает 0,15–0,3 мм.

Цемент руд сложный по составу, в основном лептохлорито-сидеритовый, причем в одних случаях преобладает сидерит, в других — лептохлорит. Тип цемента поровый. Текстура руд массивная, реже слоистая, обусловленная наличием тонких слойков глинистых катышей, замещенных иногда тонкозернистым сидеритом. Среднее содержание железа общего в нарымском железорудном горизонте в разрезах скважин 21, 23, 26 и 28 бассейна р. Парабель (Сенькинская партия) почти достигает промышленных концентраций (30 %) (Нагорский, Зайченко, 1957; Шаровская, 1970; Подобина, Бабин, 1976; Подобина, 1995; Подобина и др., 2005; Подобина, 2009; Подобина, Ксенева, 2012).

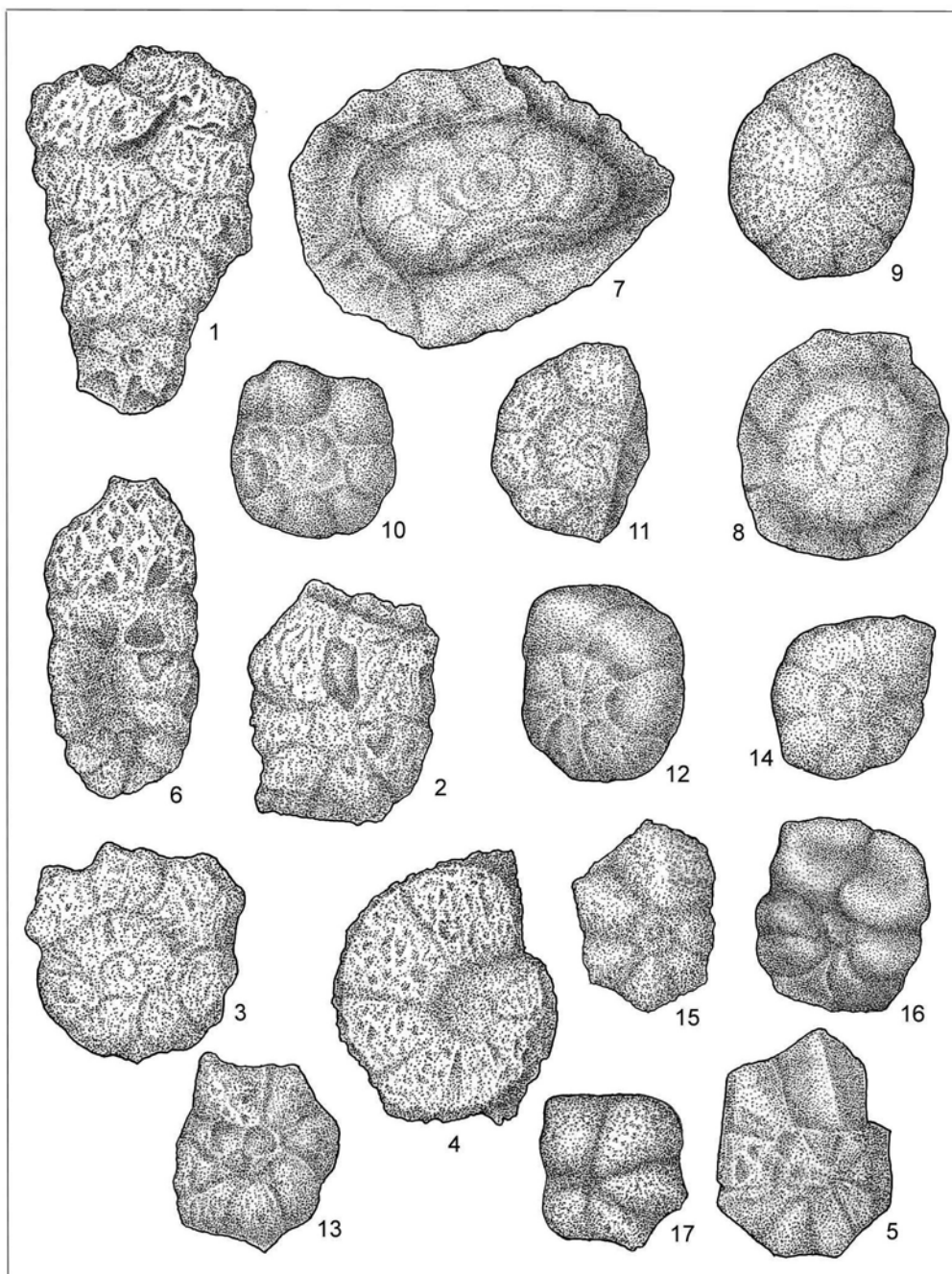
Легкая фракция пород имеет кварцево-полевошпатовый состав: кварца 51–64 %, полевых шпатов 27,7–34,1 %. В песках отмечаются кремнистые образования (6,8 %), хлорит (2,4–11,9 %) и растительный детрит. Полевые шпаты выветрелые.

Тяжелая фракция — эпидото-роговообманковая ассоциация с небольшим количеством рудных минералов: эпидота и цоизита (42–60 %), зеленой роговой обманки (0,5–21,5 %), рудных (14,6–29,8 %). Присутствует лейкоксен (3,7–6,5 %), циркон (1,3–3,8 %), апатит (3,7 %), гранат (0,4–2,5 %), турмалин (1,3 %), тремолит (0–0,8 %), дистен (0,2 %), силлиманит (0,8 %), ставролит (0,1 %), рутил (0,5 %), сфен (0,8 %). Изредка отмечается апатит, хромшпинель, монацит. В тяжелой фракции преобладает аутигенный сидерит в количествах до 4,1 %, а иногда до 62 % и пирит 6–17 %.

Палеонтологические остатки встречены только в глинистых прослоях нарымского железорудного горизонта. В основном это комплексы фораминифер с *Nodosariidae*, ранее известные на исследуемой территории по разрезам скважин 16, 20, 27 гл. 392–400 м (бассейн р. Парабель). Видовой состав комплекса: *Lagena globosa* (Montagu), *Nodosaria zippei* Reuss, *Dentalina nana* Reuss, *Vaginulina bicostata* Reuss, *Guttulina* sp. indet, *Cibicides sandidgei* Brotzen. Все указанные виды фораминифер обладают известковой коричневого цвета раковиной, внутренняя полость которой в большинстве случаев заполнена пиритом. Сохранность раковин различная: встречены единичные целые формы, но в основном преобладают обломки раковин и их пиритизированные ядра. Сходный комплекс фораминифер выделен Н.В. Шаровской (1970) в соответствующих по положению в разрезе породах Усть-Енисейского прогиба, где они сопровождаются находками коньякской макрофауны: *Inoceramus russiensis* Nikitin, *I. interruptus* Bodylevsky, *I. pseudocancellatus* Bodylevsky и др. (опред. В.И. Бодылевского и Н.И. Шульгиной). В наших материалах подобный, но более разнообразный комплекс с *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei* обнаружен в Северном Зауралье (скв. 23) и датирован коньякским веком. В Южном Зауралье этот комплекс сопровождается коньякской макрофауной. Парабельский и уральский комплексы также очень сходны с аналогичными комплексами из коньяка Австрии и коньяка – нижнего сантона Швеции (Brotzen, 1936; Tollmann, 1960).

В последнее время коньякские комплексы фораминифер встречены на юго-востоке Западной Сибири (р-н гг. Томск и Северск) в разрезах скв. Е-150 (398,6–402,0 м), скв. С-174 (352,9–393,6 м) и скв. С-160 (353,5–360,3 м). Они отличаются своим систематическим составом и обликом от ранее изученных. Стенка агглютинированных фораминифер светлая с вкраплением коричневых кварцевых зерен (Е-150) или полностью коричневая (С-174, С-160). Известковые раковины и псевдоморфы того же цвета. Отмытый остаток состоит почти сплошь из коричневых зерен кварца. Эти породы по положению в разрезе и окраске, как и по включенной микрофауне, являются юго-восточными аналогами нарымского железорудного горизонта.

Исследуемые породы из указанных интервалов являются, по нашему мнению, сокращенной частью ипатовской свиты. По литологии и вмещающей микрофауне они более соответствуют ее верхним слоям. В этих слоях В.М. Подобиной выделяется комплекс фораминифер с



Комплекс фораминифер с *Haplophragmium chapmani*, *Cibicides sandidgei*. Верхний коньяк; слои с *Haplophragmium chapmani*, *Cibicides sandidgei*. Северск, скв. С-160, гл. 353,5 м, ипатовский горизонт; x25

Фиг. 1. *Spiroplectammina* aff. *orientalis* Kisselman. Фиг. 2. *Labrospira* aff. *senonica* Podobina
 Фиг. 3–4. *Ammoscalaria* cf. *antis* Podobina. Фиг. 5. *Haplophragmium chapmani* (Tappan)
 Фиг. 6,7. *Cymbalopora* cf. *martini* Brotzen. Фиг. 8, 14–17. *Cibicides* cf. *sandidgei* Brotzen
 Фиг. 9–13. *Pseudovalvulineria* cf. *praeinfrasantonica* (Mjatliuk)

Haplophragmium chapmani, *Cibicides sandidgei* (рисунок). Слои с этим комплексом аналогичны позднеконьякской зоне *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei* Западной Сибири (Подобина, 2009). Этой части разреза соответствует выделяемый на востоке нарымский железорудный горизонт.

Формирование нарымского железорудного горизонта связано с завершением ипатовской трансгрессии, значительным обмелением бассейна восточной половины Западной Сибири, являющейся тектонически более активной.

В обмелевшем коньякском бассейне создались условия для формирования оолитовых железных руд нарымского горизонта. Затем обмеление сменилось новой нарастающей сantonской трансгрессией, с которой связано накопление серых плотных опоковидных глин славгородской свиты.

Все вышеуказанное, а вдобавок стратиграфическое положение в разрезе дает основание датировать возраст пород нарымского железорудного горизонта коньякским веком (возможно, поздним коньяком) позднего мела.

Литература

Бабин А.А. Оолитовые руды Западно-Сибирского железорудного бассейна // Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Тр. СНИИГГиМС. 1969. Вып. 96.

Нагорский М.П., Зайченко Ю.П. Железоносные горизонты верхнемеловых морских отложений Томской области // Вестник ЗСГУ. 1957. № 1.

Подобина В.М. Типовой разрез коньякского яруса Западной Сибири и его микропалеонтологическая характеристика // Природокомплекс Томской области: Т. 1: Геология и экология. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1995. С. 52–66.

Подобина В.М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 2009. 432 с.

Подобина В.М., Бабин А.А. Верхнемеловые отложения бассейна р. Парабель (юго-восточная часть Западно-Сибирской низменности) // Материалы по петрологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. С. 105–116.

Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Новые сведения по фораминиферам и биостратиграфии верхнего мела юго-востока Западной Сибири // Известия Бийского отделения Русского географич. общества. 2012. Вып. 33. С. 46–55.

Подобина В.М., Татьяна Г.М., Кривенцов А.В., Ксенева Т.Г. Стратиграфическое положение и особенности формирования железорудных горизонтов на территории Томской области // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы геол. конф., посвящ. 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», Томск, октябрь 2005 г. Томск: Изд-во ТПУ, 2005. С. 115–120.

Шаровская Н.В. Комплексы фораминифер из верхнемеловых отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба // Уч. зап. НИИГА. Сер. палеонтология и биостратиграфия. 1970. Вып. 30. С. 74–83.

Brotzen F. Foraminiferen aus dem Schwedischen intersten Senon von Eriksdal in Schonen // Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C., Årsbok 30. № 396 (3). 206 p.

Tollmann A. Die Foraminiferen und Fauna des Oberconiac aus der Gosau des Auser Weissenbachtals in Steiermark // Jb. Geol. B.A. 1960. Bd. 103. P. 133–203.

Sveriges Geologiska Undersökning Ser. C. № 396. Årsbok 30.

ВЗВЕСЬ В ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКЕ В ОКТЯБРЕ – НОЯБРЕ 2008 ГОДА

Н.В. Политова, В.А. Артемьев, В.В. Зернова

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

Для познания осадочного процесса необходимо всестороннее изучение осадочного вещества: от зарождения до отложения на дно конечных водоемов стока с последующими сложными превращениями осадков в осадочные породы. Важным звеном в процессах современного осадконакопления в цепи глобального переноса вещества является взвесь (Лисицын, 1974). Под взвешенным веществом мы понимаем частицы разнообразного происхождения, пассивно взвешенные в морской воде и имеющие размеры от 0,1 мкм до 1 мм (Лисицын и др., 1975).

Применение современных методов в попутных экспедициях ИО РАН в Атлантическом океане, использование данных спутниковых сканеров цвета MODIS-Aqua, применение оптических экспедиционных методов совместно с непосредственным отбором проб взвеси путем ультрафильтрации позволяет даже при небольшой группе исследователей и минимуме приборной базы проводить комплексное изучение количественного распределения и вещественного состава взвешенного вещества.

Исследования поверхностного слоя воды были проведены в ходе экспедиции по проекту «Меридиан» (26-ой рейс НИС «Академик Иоффе») в октябре – ноябре 2008 г. от порта Галифакс (Канада) до порта Монтевидео (Уругвай) (рис. 1).

Вода отбиралась пластиковым ведром по ходу движения судна. Для проведения оптических работ использовался прибор ПУМ-А — универсальный автономный малогабаритный прозрачномер, разработанный и изготовленный в Лаборатории оптики океана Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Артемьев и др., 2008). Для определения общей концентрации взвеси фильтрация морской воды осуществлялась под вакуумом через предварительно взвешенные ядерные фильтры диаметром 47 мм (диаметр пор 0,45 мкм). Для определения концентрации взвешенного органического углерода и хлорофилла фильтрация проводилась через предварительно прокаленные для удаления органических веществ (~450 °С) стекловолнистые фильтры Whatman GF/F диаметром 47 мм (эффективный размер пор около 0,7 мкм) под вакуумом –0,2 атм. (подробнее в (Шевченко и др., 2003). Содержание взвешенного органического углерода определялось на приборе АН-7560 Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (аналитик Л.В. Демина). Определение концентрации пигментов фитопланктона (хлорофилла «а») проводилось флуориметрическим методом (HolmHansen, Reimann, 1978) с помощью флуориметра Trilogy фирмы Turner, предварительно откалиброванного на кафедре биофизики биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Содержания Si, Al, P определяли фотометрическим методом (аналитик Е.О. Золотых) (Гельман, Старобина, 1978; Исаева, 1987). Пробы фитопланктона отбирались посредством обратной фильтрации на дневных станциях. В дальнейшем проба повторно концентрировалась до 5–6 см³. Подсчет и измерение водорослей и микрозоопланктона проводились в счетной камере объемом 0,05 см³ под

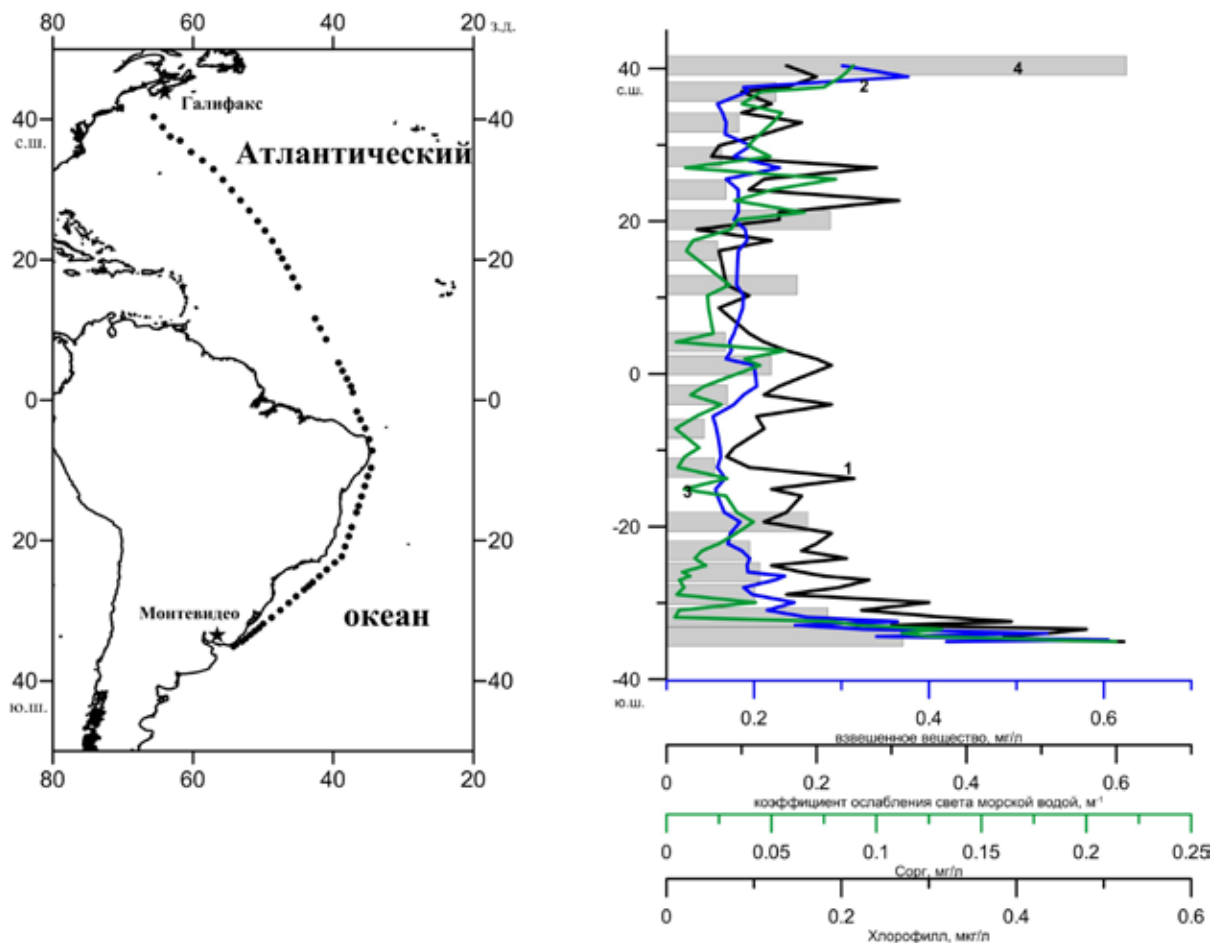


Рис. 1. Карта станций 26-ого рейса НИС «Академик Иоффе» (слева) и распределение изученных параметров в поверхностных водах на разрезе (справа): 1 — коэффициент ослабления света; 2 — концентрация взвешенного вещества; 3 — содержание взвешенного органического углерода; 4 — содержание хлорофилла «а»

микроскопом МБИ-3 при увеличении от 210 до 420 раз (Зернова, 1998). Для оценки параметров поверхностного слоя океана по маршруту движения судна использовались спутниковые карты распределения взвешенного вещества и хлорофилла, построенные по данным сканера цвета морской поверхности AquaMODIS (SeaWiFS...) (рис. 2, 3). Алгоритм, полученный в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН на основании нескольких крупных трансатлантических экспедиций, связывает коэффициент обратного рассеяния света взвесью b_{bp} с концентрацией взвешенного вещества: $TSM=95 \cdot b_{bp}^{0,99}$, где TSM – валовая концентрация взвеси, а корреляция составляет 0,92 для 169 пар определений (Копелевич и др., 2008; Ключиткин и др., 2009).

Для исследований поверхностного слоя морской воды важное значение имеют

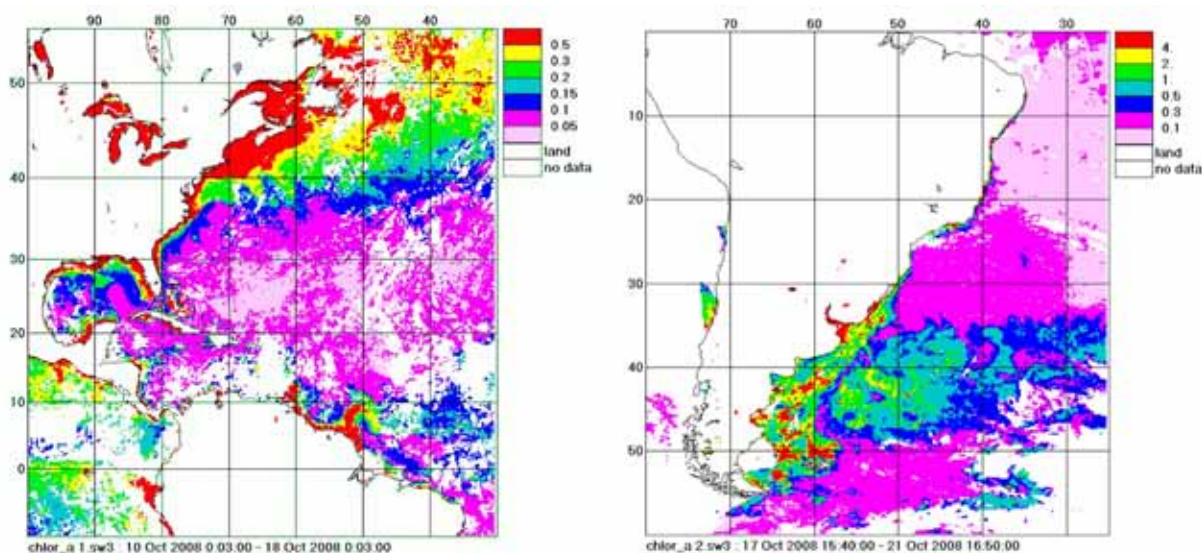


Рис. 2. Спутниковые карты распределения хлорофилла в поверхностных водах северной (слева) и южной (справа) частей Атлантического океана

климатическая и циркумконтинентальная зональность, определяющие пространственное распределение взвеси и ее состав (Лисицын, 1974). Данные измерения проходили с севера на юг, захватывая различные биогеохимические провинции (Longhurst et al., 1995; Ведерников и др., 2007) от Гольфстрима до Южного субтропического круговорота через тропические зоны Северного и Южного полушария. В целом зафиксированные концентрации взвешенного вещества являются фоновыми для Мирового океана (Лисицын и др., 1975; Kuss, Kremling, 1999; Ключиткин и др., 2008; Ключиткин, 2009).

Измерения начались на северо-восточной границе Гольфстрима с продуктивными прибрежными водами (рис. 1). В стрежне Гольфстрима значения показателя ослабления достигли экстремального для Северного полушария значения $0,376 \text{ м}^{-1}$. Концентрации взвеси в этом районе составляли $0,2 \text{ мг/л}$, а хлорофилла — $0,5 \text{ мкг/л}$ (максимальные значения в открытом океанов нашем рейсе), что характеризует данный регион как мезотрофный. При дальнейшем продвижении на юго-восток прозрачность воды возросла и оставалась в пределах $0,16\text{--}0,19 \text{ м}^{-1}$, а концентрации взвеси менялись в основном в пределах $0,08\text{--}0,14 \text{ мг/л}$. По содержанию хлорофилла эти тропические районы можно охарактеризовать как олиго- и мезотрофные. Влияние стока р. Амазонка на изменение оптических и биохимических свойств поверхностных вод в нашей экспедиции выявить не удалось. Начиная с 5° и до 20° южной широты, прозрачность воды определялась чистыми водами из центральной Атлантики ($\epsilon_{525}=0,15\text{--}0,17 \text{ м}^{-1}$), которые поступали с Южным Пассатным и Бразильским течениями. Здесь воды олиготрофны, концентрации взвешенного вещества и хлорофилла невысокие. Южнее 20° ю.ш. начинается зона смешения вод Бразильского и Фолклендского течений. Бразильское течение уходит на юго-восток, отжимаемое вдольбереговым направленным на северо-восток Фолклендским течением. Оно приносит более продуктивные и холодные антарктические воды. Зона смешения отличается сильной изменчивостью поверхностной температуры ($24\text{--}28^\circ \text{C}$) и показателя

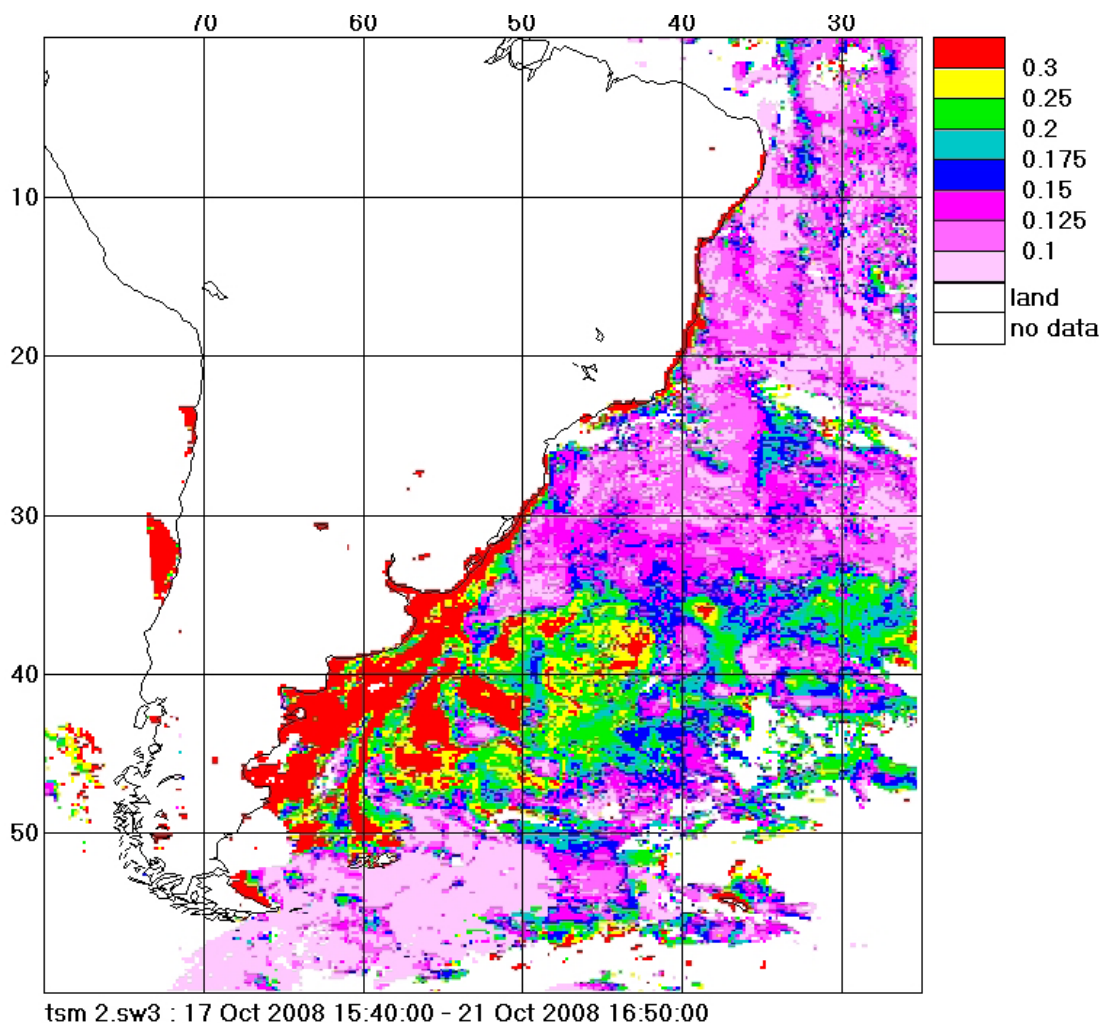


Рис. 3. Карта распределения взвешенного вещества в поверхностном слое воды, построенная по данным сканера цвета морской поверхности AquaMODIS с помощью алгоритма ИОРАН

ослабления ($0,17-0,24 \text{ м}^{-1}$). Возрастает содержание взвеси и хлорофилла. Южнее 30° ю.ш. на фоне однородного по температуре поверхностного слоя прозрачность начинает уменьшаться. Это связано с возрастающим влиянием выноса речного стока Параны и Уругвая, переносимого вдоль берега Фолклендским течением. Концентрация взвеси возрастает до $0,7 \text{ мг/л}$, растет и содержание хлорофилла. На разрезе в залив Ла-Плата прозрачность уменьшалась до $1,6-1,7 \text{ м}^{-1}$, а содержание взвеси увеличивалось по мере продвижения вглубь залива и уменьшения солености вод до $6,87 \text{ мг/л}$. Эта зона смешения морских и речных вод (маргинальный фильтр) четко отмечается на спутниковых картах и фотографиях (Лаппо и др., 2008). Граница зоны меняет свое положение в зависимости от ветровых сгонов и нагонов и величины стока рек.

Изученная взвесь по своему составу была преимущественно биогенной. Содержания взвешенного органического углерода составляли от 4 (в открытом океане в олиготрофных районах) до 214 мкг/л в открытой части залива Ла-Плата и 512 мкг/л в глубине залива. Литогенная составляющая взвеси, определенная по содержанию алюминия, изменялась от $4,6$ до $34,1 \text{ мкг/л}$ в открытом океане, увеличиваясь в заливе Ла-Плата до $78,6 \text{ мкг/л}$.

Исследования фитопланктона в западной Атлантике в осенне-зимний период показали, что состав планктонной флоры был весьма разнообразным. Основу фитопланктона в открытых водах составляли динофлагеллаты, встреченные на всех изученных (18) станциях — характерная для умеренных и низких широт группа подвижных водорослей. При этом преобладали виды тропические и космополиты. Также широко были распространены кокколитофориды (100 % встречаемость). Цианобактерии имели более ограниченный, пятнистый характер

распространения — максимальная численность (400 нитей/л) была отмечена на мелководной прибрежной станции у берегов Бразилии, меньшее число (100 нитей/л) найдено на самой северной станции у берегов США. На самой южной станции в водах Бразильского течения уже началось весеннее развитие фитопланктона. Здесь преобладали диатомеи рода *Chaetoceras* и *Bacteriastrum*, динофлагеллаты рода *Protoperedinium* и *Ceratium*. Диатомовые преобладали по численности (19360 кл/л), а динофлагеллаты — по биомассе (74,4 мг/м³).

Таким образом, попутные исследования взвеси, верифицирующие спутниковые оптические исследования, позволяют расширить район исследования и получить новые сведения о формировании и переносе осадочного вещества в современном океане.

Авторы признательны членам экипажа НИС «Академик Сергей Вавилов» и начальнику экспедиции Ю.В. Кузьмину за помощь в рейсе, С.М. Шаповалову за поддержку работы. Исследования выполнялись при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН «Наночастицы...» и гранта поддержки ведущих научных школ НШ-618.2012.5.

Литература

Артемов В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В. Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 165–172.

Ведерников В.И., Гагарин В.И., Демидов А.Б., Буренков В.И., Стунжас П.А. Распределение первичной продукции и хлорофилла в субтропических и тропических водах Атлантического океана осенью 2002 г. // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 418–431.

Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1978. 69 с.

Зернова В.В. Распределение биомассы фитопланктона в атлантическом секторе Южного океана // Антарктида. 1998. Вып. 34. С. 149–154.

Исаева А.Б. Определение фосфора в донных отложениях фотометрическим методом // Тезисы докладов на II Всесоюз. совещании «Современные методы морских геологических исследований». Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 70–71.

Клювиткин А.А. Формирование взвешенного осадочного вещества в поверхностных водах Атлантического океана: Дисс. к.г.-м.н. 2009. 280 с.

Клювиткин А.А., Буренков В.И., Шеберстов С.В. Спутниковые методы в исследовании Атлантического океана // Природа. 2009. № 6. С. 35–39.

Клювиткин А.А., Зернова В.В., Кравчишина М.Д. и др. Распределение фитопланктона и взвеси в Атлантическом океане в октябре – ноябре 2002 г. // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 270–294.

Копелевич О.В., Буренков В.И., Гольдин Ю.А., Шеберстов С.В. Оптический мониторинг Атлантического океана по данным спутниковых и судовых исследований // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 150–164.

Лаппо С.С., Морозов Е.Г., Северов Д.Н. и др. Смешение речных и морских вод в заливе Рио де ла Плата // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 49–53.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Максимов А.Н., Пустельников О.С., Серова В.В. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана // Осадконакопление в Атлантическом океане. Калининград: Калининградская правда, 1975. С. 5–199.

Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. и др. Водная взвесь и ее потоки // Печорское море: Системные исследования (гидрофизика, гидрология, оптика, биология, химия, геология, экология, социальноэкономические проблемы). М.: Море, 2003. С. 247–262.

Holm Hansen O., Riemann B. Chlorophyll-a determination: improvements in methodology. Oikos 30. 1978. P. 438–447.

Kuss J., Kremling K. Spatial variability of particle associated trace elements in near-surface waters of the North Atlantic (30°N/60°W to 60°N/2°W), derived by large volume sampling // Marine Chemistry. 1999. V. 68. P. 71–86.

Longhurst A., Sathyendranath S., Platt T., Caverhill C. An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data // J. Plankton Res. 1995. V. 17. № 6. P. 1245–1271.

SeaWiFS Project, NASA // Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE (<http://oceancolor.gfsc.nasa.gov>).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЯЖА ПРОНЧИЩЕВА (СРЕДНЯЯ СИБИРЬ)

А.Ю. Попов, Е.С. Соболев, А.В. Ядренкин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
PopovAY@ipgg.sbras.ru*

В последнее время наблюдается все возрастающий интерес нефтедобывающих компаний к арктическим районам России. Не являются исключением и мезозойские осадочные толщи севера Средней Сибири. В настоящей работе приведены результаты литолого-фациального анализа триасовых отложений Лено-Анабарского прогиба в районе кряжа Прончищева, выполненного на основе новых данных, собранных при полевом изучении обнажений. На схеме фациального районирования триасовых отложений (Казаков и др., 2002) район исследований располагается на границе Усть-Анабарского и Лено-Оленекского фациальных районов, приуроченных к Хатангско-Нижнеленской фациальной области. Усть-Анабарский и Лено-Оленекский типы разрезов достаточно хорошо изучены в обнажениях и скважинах, тогда как зона перехода между ними до настоящего времени изучена слабо. Относится это и к палеофациальным реконструкциям. В ряде публикаций (Каплан, 1976; Егоров, 1983; Дагис, Казаков, 1984; Казаков и др., 2002) освещены результаты палеофациальных реконструкций и предложены поярусные палеогеографические схемы на время формирования триасовых отложений северных районов Средней Сибири, однако территория настоящих исследований вследствие отсутствия достаточных данных либо не охарактеризована, либо проинтерпретирована с долей условности.

В представленной работе дана подробная литологическая характеристика триасового разреза кряжа Прончищева и приведены результаты интерпретации палеообстановок формирования отложений. Стратиграфическое расчленение изученного разреза выполнено на биостратиграфической основе и подтверждено литологическими данными.

Триасовая толща в районе исследования имеет мощность около 500 м. Нижнетриасовая часть изучена в районах р. Синнигес-Песчаная и р. Урасалах в серии небольших обнажений. Разрез представлен улахан-юряхской, чекановской, ыстанахской и пастахской свитами.

Улахан-юряхская свита (40 м) в значительной степени задернована. Ее нижняя часть представлена метровыми циклами с трендом на увеличение зернистости материала вверх от аргиллитов до линзовидно-волнистого переслаивания пестроцветных алевролитов и песчаников. Характерно обилие разноразмерного растительного детрита и уровни биотурбации осадка. Морская фауна отсутствует. В верхней части свиты наблюдаются циклы мощностью 2,5–3 м с утонением материала вверх от песчаника мелкозернистого до алевролита и уровней переслаивания алевролита и аргиллита. В отложениях присутствует рыбный и растительный детрит. По набору характерных признаков отложения нижней части свиты проинтерпретированы как сформировавшиеся в обстановках лагунно-барового побережья, а верхняя часть свиты отнесена к фациям прибрежной части лагуны в области действия вдольбереговых течений.

Чекановская свита (10 м) в изученном районе имеет двучленное строение. Отложения нижних двух метров в обнажениях разрушены, формируются распадки и долины ручьев, что указывает на их в значительной мере глинистый состав. Вышезалегающая часть свиты представлена аргиллитами с прослоями известняков слоистых водорослевого происхождения мощностью 10–15 см и горизонтами алевроито-песчаных линз той же мощности. Породы содержат типично морскую фауну, состоящую из двустворчатых моллюсков, остатков аммоноидей и рыб. Формирование свиты происходило в обстановках дальней зоны мелководно-морского комплекса ниже базиса штормовых волн. Развитие водорослевых мат указывает на периоды относительного понижения глубин бассейна (переходная зона).

Залегающая выше **ыстанахская** свита сложена двумя крупными пачками. Нижние 30 м в значительной степени задернованы, а в присутствующих обнажениях наблюдаются аргиллит темно-серый с эллипсоидными карбонатными конкрециями. Встречены остатки аммоноидей. Подобные отложения проинтерпретированы как сформировавшиеся в обстановках дальней

зоны мелководно-морского комплекса. Выше (20 м) обнажены участки переслаивания аргиллита темно-серого, алевролита разномерного серо-зеленого и редко песчаника мелкозернистого более светлого с преобладанием алевроитовых разностей. Мощность отдельных прослоев от 10 см до первых метров. Характерен мелкий рыбный детрит, найдены двустворчатые моллюски и аммоноидеи. Встречаются уровни с разномерными карбонатными конкрециями. По набору характерных признаков описанные литофации отнесены к обстановкам переходной зоны мелководно-морского комплекса выше базиса штормовых волн.

Основная часть триасовых отложений кряжа изучена в районе р. Песчаная, где представлен практически полный разрез (верхи нижнего триаса, средний и верхний триас). Нижнетриасовая **пастахская** свита в данном районе имеет мощность более 60 м. Нижняя ее половина представлена двумя существенно алевроитовыми пачками, характеризующимися циклами дециметрового масштаба с трендами на утонение материала вверх, слабовыраженными пологокосыми сериями ряби в грубозернистой части, наличием разномерных карбонатных конкреций, содержащих часто раковины аммоноидей. Данные отложения представляют собой чередование алевроитовых штормовых и глинистых затишных осадков, формировавшихся в обстановках переходной зоны мелководно-морского комплекса вблизи базиса действия нормальных волн. Пачки разделены задернованным участком предположительно алевроито-глинистого состава, вероятно, фиксирующим период увеличения глубин бассейна. Верхняя часть свиты имеет существенно глинистый состав, преобладает аргиллит послойно алевроитистый. Формирование отложений происходило на границе дальней и переходной зон мелководно-морского комплекса. Присутствуют в значительной степени алевроитовые уровни, сложенные дециметровыми циклами с утонением материала вверх. В них отмечается пологокосая слоистость штормовых течений, разномерные карбонатные конкреции, остатки рыбного детрита, раковин двустворчатых моллюсков. Подобные циклы фиксируют этапы понижения глубин бассейна выше базиса штормовых волн.

Далее по разрезу наблюдается задернованный интервал мощностью около 65 м, в котором, вероятно, скрыты нижнеанзизийские глинистые **карангатинская** свита и нижняя часть **туора-хаинской** свиты, фиксирующие значительное повышение уровня моря.

Выше залегает **туора-хаинская** свита существенно алевроито-песчаного состава мощностью около 120 м. В строении свиты принимают участие 6 крупных (10–30 м) циклов с увеличением зернистости вверх по разрезу, формирующих крупный седиментационный цикл с общим поглублением материала вверх и отражающих колебание уровня морского бассейна. Свиту можно условно разделить на две части. Нижние 70 м представлены тремя достаточно схожими циклами, в которых происходит последовательное поглубление материала от алевролитов мелкозернистых до алевролитов крупнозернистых. Для пород характерны зеленовато-серые тона, тонкая пологокосая слоистость, наличие раковин брахиопод (лингул), рыбный детрит. В нижнем цикле наблюдаются обильные разномерные карбонатные конкреции. Формирование отложений происходило в обстановках переходной и предфронтальной зоны пляжа мелководно-морского комплекса вблизи базиса действия нормальных волн. В последнем цикле интервала верхних 2 м происходит увеличение зернистости до песчаника мелкозернистого с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, в которых встречаются фрагменты костей рептилий и рыб, остатки раковин двустворчатых моллюсков, крупные глинистые интракласты, в некоторых фиксируются горизонтальные ихнофоссилии. По набору характерных признаков данные литофации отнесены к обстановкам предфронтальной зоны пляжа и нижнего пляжа.

В верхних 50 м свиты представлены тремя циклами, в которых преобладают песчаные разности, в породах появляется буроватый оттенок, нередко наряду с раковинами брахиопод (лингул) встречаются остатки раковин двустворчатых моллюсков. В одной из песчаных пачек (12 м) в среднем цикле наблюдаются частые горизонтальные следы жизнедеятельности, вплоть до биотурбированных участков. Формирование большей части отложений происходило в обстановках предфронтальной зоны пляжа, а нижние части нижних двух циклов формировались в обстановках переходной зоны вблизи базиса нормальных волн.

Залегające выше среднетриасовые **усть-оленекская** (45 м) и **олимпийская** (18 м) свиты представляют собой единый седиментационный цикл с постепенным увеличением

зернистости вверх. **Усть-оленекская** свита начинается задернованным участком (15 м), вероятно, существенно глинистого состава, который может фиксировать увеличение глубин бассейна. Выше следует основная часть свиты, представленная преимущественно алевролитом крупнозернистым зеленовато-серым до алевролита мелко-крупнозернистого в нижних метрах и до алевропесчаника в верхних. Породы характеризуются наличием уровней интенсивной кальцитизации и карбонатных конкреций. В наиболее тонкозернистой алевритовой части присутствуют раковины брахиопод (лингул), редкие остатки раковин двустворчатых моллюсков. В верхней части найдены единичные фрагменты костей рептилий, присутствуют уровни с пятнистой структурой. Отложения формировались в обстановках предфронтальной зоны пляжа с последовательной сменой ее нижней и верхней частей.

Выше происходит постепенный переход в **олимпийскую** свиту, представленную преимущественно песчаником мелкозернистым до алевропесчаника в нижних метрах и средне-мелкозернистого в верхних. По мере поглубления в зеленовато-серой породе появляется буроватый оттенок. Как и для нижележащих отложений, характерно наличие уровней интенсивной кальцитизации и карбонатных конкреций. Присутствует рыбный детрит, встречены единичные фрагменты костей рептилий. Данные литофации отнесены к обстановкам верхней части предфронтальной зоны пляжа и пляжа.

Далее с резкой нижней границей, вероятно, свидетельствующей о некотором перерыве в осадконакоплении, следуют верхнетриасовые **осипайская** (5 м) и перекрывающая ее **чайдахская** (25 м) свиты, представляющие собой еще один крупный седиментационный цикл с постепенным поглублением материала вверх. Маломощная **осипайская** свита представлена преимущественно волнисто-линзовидным переслаиванием аргиллита алевритистого темно-серого и алевролита мелко-крупнозернистого серо-зеленого с увеличением доли более грубозернистого материала в верхней части. Присутствуют ихнофоссилии *Chondrites*, мелкие раковины двустворчатых моллюсков и брахиопод. Отложения имеют характерные признаки, позволяющие интерпретировать их как сформировавшиеся в переходной зоне мелководно-морского комплекса. Примечательна базальная пачка цикла в нижней части свиты мощностью 1 м, которая представлена линзовидно-волнистым переслаиванием аргиллита темно-серого, алевролита темно-зеленовато-серого, песчаника зеленовато-серого и гравелита (в нижней половине). В верхней половине пачки наблюдается снижение количества песчаных линз и прослоев. Отмечаются крупные и мелкие горизонтальные ихнофоссилии, присутствуют редкие мелкие раковины двустворчатых моллюсков. Данная пачка имеет характерные признаки для базальных отложений начала трансгрессий.

Чайдахскую свиту можно разделить на две части, соответствующие нерасчлененным нижней и средней подсвитам и верхней подсвите. Нижняя часть мощностью 15 м сложена преимущественно алевролитом крупнозернистым зеленовато-серым со слабовыраженной пологокосой слоистостью, в нем присутствуют маломощные (2–5 см) алеврито-глинистые и песчаные прослои. Доля вторых возрастает вверх по разрезу, в их подошвах появляются глинистые интракласты. В нижней половине фиксируются уровни, содержащие мелкие раковины двустворчатых моллюсков, брахиопод и редкие остатки аммоноидей. По набору характерных признаков подобные отложения проинтерпретированы как сформировавшиеся в обстановках верхней части переходной зоны и предфронтальной зоны пляжа регрессирующего морского бассейна. Верхняя подсвита сложена песчаником среднезернистым бежевато-серым с прерывистой косой слоистостью ряби со срезанием серий, подчеркнутой обильным разноразмерным растительным детритом. Присутствуют отпечатки листовой флоры. Все это указывает на осадконакопление в прибрежных обстановках — верхней части предфронтальной зоны пляжа и пляжа, завершающих общий регрессивный ряд.

Триасовый разрез заканчивается **тумулской** свитой (30 м), имеющей специфическое строение. Она сложена чередованием мелких циклов до первых метров мощностью с утонением материала вверх. В основаниях циклов — песчаник средне- и мелкозернистый серый и буровато-серый с глинистыми интракластами и иногда с крупногравийными и конгломератовыми прослоями в подошве. Нередко в отложениях наблюдаются горизонтальные и вертикальные следы жизнедеятельности организмов, встречаются довольно крупные углефицированные

фрагменты растений, а также редкие раковины двустворчатых моллюсков. Выше песчаник переходит в алевро-песчаник и алевролит крупнозернистый более темный с пологокосыми сериями. Иногда циклы завершаются маломощными (1–2 см) алеврито-глинистыми прослоями. Описанные отложения формируют циклы более крупных порядков, также характеризующиеся утонением материала вверх. Подобная картина указывает на формирование отложений при постоянном колебании уровня морского бассейна и смене прибрежных обстановок (предфронтальной зоны пляжа, пляжа) более глубоководными (переходная зона, иногда дальняя зона). Характерные тренды на утонение материала вверх и резкие подошвы отдельных циклов позволяют предполагать развитие в тот период относительно мощных подводных вдольбереговых и разрывных течений.

Таким образом, выполненный литолого-фациальный анализ позволил уточнить и детализировать представленные ранее палеофациальные реконструкции. Установлено, что изученный разрез имеет Лено-Оленекский тип строения и характеризуется несколько пониженными мощностями свит, а реконструированные обстановки формирования отложений указывают на развитие данной территории в несколько более глубоководных условиях. Выделенные седиментационные циклы, отражающие неоднократную и последовательную смену условий осадконакопления, хорошо соотносятся с предложенными в литературе эвстатическими кривыми (Дагис, Казаков, 1984; Казаков и др., 2002).

Литература

Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52. Тикси. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 135 с.

Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 77 с.

Егоров А.Ю. Этапность в формировании триасовых отложений на севере Средней Сибири // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1983. № 10. С. 25–31.

Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядрёнкин А.В., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: филиал «ГЕО» изд-ва СО РАН, 2002. 322 с.

Каплан М.Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. 231 с.

РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЛИТОЛОГИИ КАК ОСНОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

О.В. Постникова, А.В. Постников, О.В. Сивальнева

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва,
olgapostnikova@yandex.ru, apostnikov@mtu-net.ru, ejikow@gmail.com*

В настоящее время литологическая наука имеет в своём распоряжении обширный инструментарий, позволяющий получать широкий спектр характеристик, начиная с наноуровня исследования вещественного состава и структуры пород и заканчивая анализом строения мощных осадочных комплексов.

Компьютерное моделирование месторождений углеводородов базируется на большом комплексе геологических данных, но при этом практически не учитывает прямые данные о породах, их минеральном составе, структуре, текстуре, параметрах пустотного пространства. Использование исключительно косвенных данных приводит к низкому качеству моделей, эффективности разработки и неправильным оценкам запасов.

Существующие в настоящее время пакеты программ не позволяют встраивать в модели литологическую информацию. Необходимо создание своего рода литологических и литолого-петрофизических матриц данных, а также принципиально нового программного обеспечения для геологического моделирования. По сути, речь идёт о создании математической модели

пород-коллекторов, которая должна отражать широкий спектр их свойств и использоваться на разных стадиях поиска, разведки и освоении месторождений углеводородов.

Наряду с этим практически не используются данные по морфометрическим характеристикам пустотного пространства и минерализации поровых каналов при освоении продуктивных пластов и разработке методов повышения нефтеотдачи.

Значительная часть запасов УВ на сегодняшний день относится к категории трудноизвлекаемых. Для освоения такого рода запасов необходимо проведение широкого спектра исследований по типизации пород-коллекторов, содержащих трудноизвлекаемые запасы, изучению структуры их пустотного пространства, петрофизических характеристик, минерального состава. Результаты этих исследований должны послужить основой для постановки широкомасштабных фильтрационных экспериментов и разработке рецептов реагентов, применяемых для повышения нефтеотдачи пластов. Существующие в настоящее время методы компьютерной томографии, оптической и растровой электронной микроскопии позволяют определить количественно результат воздействия реагентов на породу-коллектор, на её вещественный состав и структуру пустотного пространства.

Как правило, в нефтяной геологии основной объем информации о строении разрезов и свойствах пород поступает при геофизических исследованиях. Основой для их интерпретации являются результаты литологических и петрофизических исследований ядерного материала. При этом, несмотря на достаточный объем полученной информации, фундаментальной проблемой остается соотнесение результатов разномасштабных литологических изысканий с данными петрофизических определений и геофизических исследований, поскольку разрешающая способность для петрофизических методов составляет несколько сантиметров, для методов ГИС не превышает 40 см, а для сейсморазведки — 12 м и значительно больше для грави- и магниторазведки.

Вместе с тем опыт исследований разрезов продуктивных толщ показывает, что в ряде случаев отмечается чередование прослоев толщиной не более 1 мм. С другой стороны, толщина относительно однородных пачек в среднем составляет около 3 м. Разрезы в целом, за редкими исключениями, отличаются высокой степенью неоднородности и частым чередованием литотипов. Причем количество литотипов нередко достигает 10–15 в разрезах толщиной всего лишь несколько десятков метров. В этих условиях элементы разрезов (прослои, слои, пачки и др.), сложенные литотипами, выделяемыми при стандартных литологических исследованиях, с трудом диагностируются геофизическими методами.

При петрофизических исследованиях в настоящее время преобладает выбор образцов с повышенным вниманием к коллекторским прослоям. Осреднение этих данных часто приводит к искажению представлений о ФЕС пласта в целом, отражающееся в методике интерпретации ГИС.

В связи с этим одной из важнейших проблем является синхронизация литологических и петрофизических исследований. На практике образцы для этих видов исследований часто отбираются из близких, но сложенных разными литотипами участков разреза. Это приводит к неправильной интерпретации результатов петрофизических анализов и данных ГИС.

Для более адекватной характеристики любых элементов разреза, включая продуктивные пласты, необходимо стремиться к более равномерному отбору образцов на петрофизические исследования. Построение петрофизических зависимостей необходимо проводить для отдельных литотипов, а не в целом по пласту. То есть такие зависимости должны быть литолого-петрофизическими.

Для адекватной литологической интерпретации разрезов скважин необходимо выделение породных ассоциаций, соответствующих разрешающей способности геофизических исследований.

Породные ассоциации должны представлять собой совокупность литотипов, близких генетически и пространственно и обладающих сходными петрофизическими параметрами.

К настоящему моменту были проведены первые исследования, связанные с выделением породных ассоциаций и характеристике их по данным ГИС на примере вендских терригенных продуктивных отложений юга Сибирской платформы. В частности, были выделены и

петрофизически охарактеризованы: алевро-глинистая; песчано-алевро-глинистая; гравийно-песчано-глинистая; песчано-алевритовая; песчаная; гравийно-песчаная; гравийная породные ассоциации (рис. 1). Толщина слагающих их прослоев была не меньше 40 см.

Подобный подход позволил провести литологическую интерпретацию ГИС по обширному фонду скважин и выделить с высокой степенью вероятности пласты-коллекторы, а также построить их петрофизические модели.

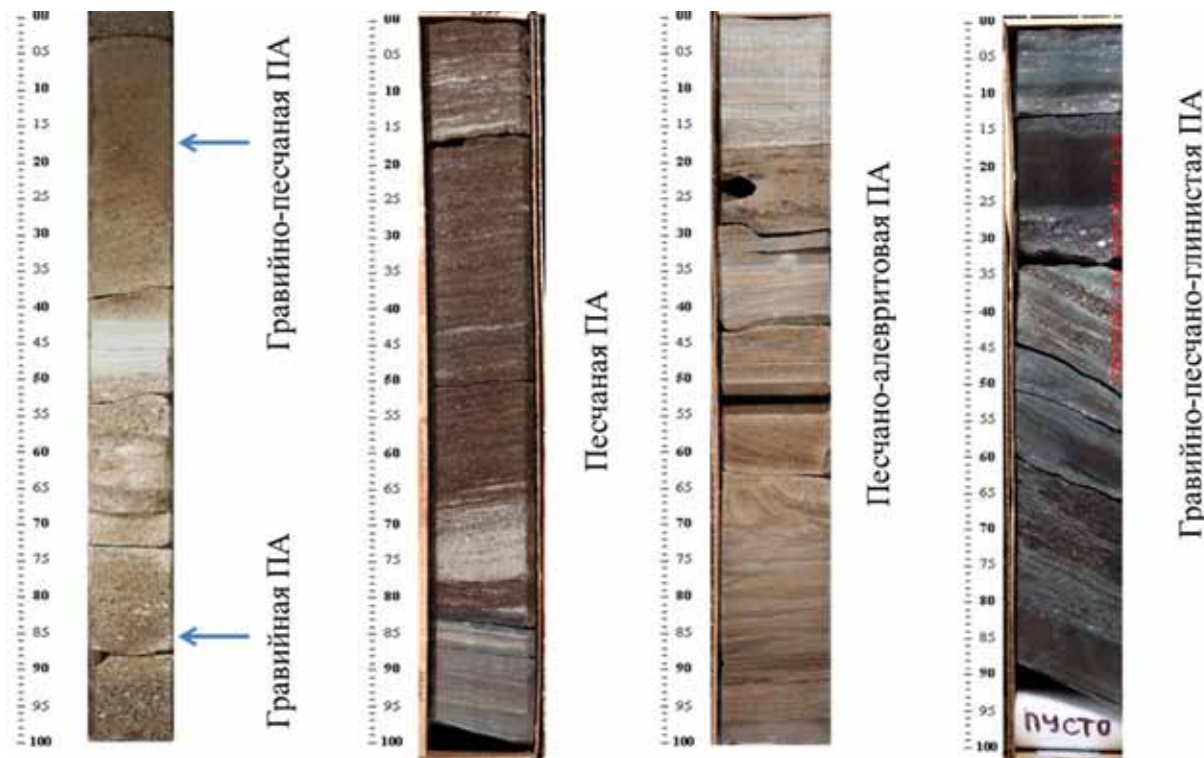


Рис. 1. Пример выделения породных ассоциаций в терригенных разрезах

Такой же подход целесообразен в кажущихся относительно однородными карбонатных толщах.

Через породные ассоциации можно перейти к более строгому выделению таких крупных элементов разреза, как седиментационные циклиты, интерпретируемых по данным ГИС и сейсморазведки. Седиментационные циклиты включают как пачки пород-коллекторов, так и флюидоупоров, приуроченных, как правило, к их определенным частям. Сейсмические отражения чаще всего прослеживают более плотные породы-флюидоупоры, поэтому результаты циклостратиграфического анализа должны лежать в основе литологической интерпретации данных сейсморазведки.

Таким образом, синхронизация литологических, петрофизических и скважинных исследований позволяет выстроить последовательный ряд перехода от единичного образца породы к более крупным объектам, таким как резервуары в месторождениях. Создание литолого-петрофизических моделей продуктивных отложений, включающих достаточное количество информации о составе и свойствах изучаемого вещества, позволяет выработать правила и приемы для адекватной интерпретации данных сейсморазведки, улучшить качество гидродинамических моделей и повысить точность прогноза на поисково-разведочных этапах. Важнейшей задачей является разработка нового программного обеспечения для геологического моделирования, которое позволяло бы закладывать результаты разномасштабных литологических исследований в основу модели месторождения (рис. 2).

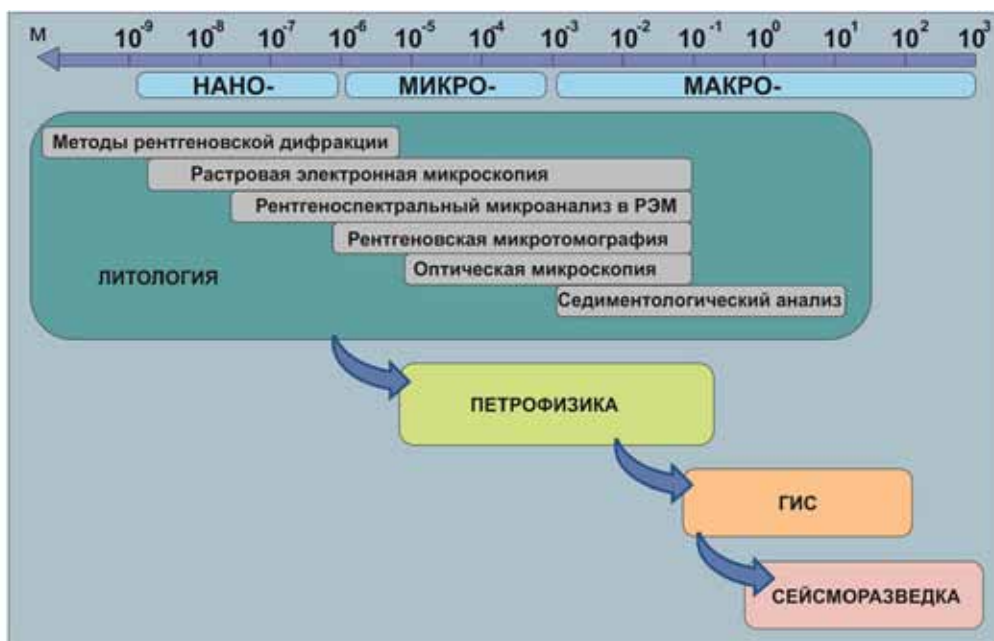


Рис. 2. Комплексование разномасштабных исследований — основа геологического моделирования

Литература

Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.

Biju Duval. Sedimentary geology. Sedimentary Basins. Depositional Enviroments. Petroleum Formation. Editions Technip, France. 2002. 642 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ФЛЮИДОМИГРАЦИИ В ЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Е.А. Предтеченская

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, predel@sniiggims.ru

В юрских отложениях Западно-Сибирской плиты в тектонически активных зонах различными методами выявлены катагенетические и минералогические аномалии (Зубков, 1992 и др.). Аномальные зоны характеризуются приуроченностью к ним крупных скоплений углеводородов (УВ), высокими дебитами последних, улучшением коллекторских свойств пород (Беспалова, Бакуев, 1995 и др.). Тектонически-активные зоны характеризуются повышенной трещиноватостью и активными процессами флюидомиграции (Флюиды и геодинамика, 2006), которые часто приурочены к долгоживущим глубинным разломам древнего заложения, узлам их пересечений, к участкам сочленения крупных тектонических блоков, крутых флексуобразных изгибов пород, имеют различную вертикальную амплитуду и хорошо прослеживаются на геосейсмических профилях в виде аномалий сейсмической записи и нарушения прослеживаемости отражающих горизонтов. Здесь же формируются аномальные концентрации аутигенных минералов по сравнению с общим региональным фоном.

Совпадение аномалий, обнаруженных различными методами, служит важным критерием для прогноза зон развития улучшенных коллекторов. Совпадение аномалий волнового поля с минералогическими и гидрохимическими аномалиями наблюдается в юрских разрезах на Ново-Ютымской, Урненской, Усановской, Первомайской, Весенней, Дуклинской, Герасимовской,

Северо-Кальчинской, Усть-Тегусской, Малоичской, Малореченской, Мыльджинской и др. нефтегазоносных площадях Широкого Приобья (Сердюк, Слепокурова, 2001 и др.). В аномальных зонах фиксируется существенное изменение степени преобразованности органического вещества (ОВ) и пород по сравнению с фоновыми данными, а также резкое несовпадение границ между стадиями изменения пород, установленными по степени катагенеза ОВ с границами, установленными по минеральным индикаторам (Предтеченская, Бурлева, 2006 и др.).

Повышенные концентрации различных аутигенных минералов в тектонически-активных зонах могут рассматриваться как индикаторы вертикальной миграции флюидов в осадочных толщах (Boles, 2002; Цыганкова, 2003; Предтеченская, Бурлева, 2006 и др.). К числу таких специфических минералов относятся аутигенные карбонаты. Примеры аномальных концентраций кальцита в периоды роста тектонической активности и усиления интенсивности процессов флюидомиграции на ряде нефтяных месторождений Южной Калифорнии приведены в работах Дж. Боулса (Boles, 2002). Вертикальный масштаб вторичной карбонатизации при этом может составлять 1–2 км, горизонтальный — 100–200 км. Тесная связь вторичной доломитизации с активными восходящими тектоническими движениями и миграцией УВ флюидов по трещинам и разломам установлена также В.А. Цыганковой в районах Волгоградского Поволжья, Восточного Предкавказья и акватории Каспия.

Многими авторами отмечается сингенетичность формирования вторичных карбонатов, кремнезема и процессов заполнения ловушек углеводородами (Gray, Janssen, Vapnik, 1999 и др.). Известно, что карбонаты, сингенетичные УВ флюидам, характеризуются желтыми цветами люминесценции и обогащены легкими стабильными изотопами углерода (Degens, Epstein, 1964; Перолио, Голышев, Мандрикова, 1976; Shandl, Wicks, 1991; Ferreira, Oskarsson, 1999). Состав гидротермальных карбонатов обычно мономинеральный. Это кальцит, доломит, магнезит, анкерит, реже — мангансидерит или манганкальцит. Метасоматические карбонаты, по данным Н.С. Балускиной, характеризуются также повышенным содержанием урана и ряда изоморфных примесей, таких как Fe, Mg, Mn, Ti, Cu, Pb, Y, La.

Кроме минеральных индикаторов, признаками наличия «сквозных» проницаемых зон, связанных с дизъюнктивными нарушениями, служат перетоки углеводородов (УВ) из нижних горизонтов осадочного чехла в верхние, формирование залежей по типу «шашлыка» и высокий этаж нефтегазоносности (Беспалова, Бакуев, 1995). Так, нефтепроявления от базальных горизонтов юры до подошвы васюганского флюидоупора зафиксированы на Большой, Бованенковской, Красноречинской, Ловинской, Малоключевской, Верхне-Коликеганской, Средне-Васюганской, Нижнетабаганской, Казанской и др. площадях (Геологическое строение, 2005), где сейсмогеологическими работами выявлены глубинные разломы, проникающие из фундамента в осадочный чехол. На этих же площадях зафиксированы «сквозные» минералогические аномалии, обусловленные процессами флюидомиграции.

Минералогические аномалии прослеживаются от юрских до готеривских отложений в разрезах ряда скважин на Малореченской, Медведевской и др. площадях. Так, породы, вскрытые скв. *Медведевскими 6, 7*, характеризуются повышенной тектонической трещиноватостью, интенсивными процессами катаклаза плагиоклазов, доломитизации, окварцевания и альбитизации вплоть до подошвы покурской свиты (Предтеченская, Бурлева, 2006). Появление в меловых отложениях не характерной для них юрской нефти связывается с субширотным глубинным разломом, который закартирован в районе скв. 6 и 7. По данным А.Э. Конторовича и О.Ф. Стасовой с коллегами, на *Межовской площади* в скв. 2–6 притоки близких по составу легких метановых нефтей получены из коры выветривания фундамента, базальных горизонтов юры, ачимовской пачки, куломзинской, тарской и киялинской свит. При этом все продуктивные скважины расположены в непосредственной близости от дизъюнктивных нарушений, пересекающих Межовскую структуру. Минералогические аномалии в песчаниках юрских продуктивных горизонтов обнаружены также в керне скважин, расположенных близко от линий глубинных разломов в *Каймысовском НГР*. Подобные явления, по данным А.В. Чахмахчева с соавторами, характерны и для некоторых месторождений Ямала.

Индикаторами гидротермальной деятельности в тектонически-активных зонах могут быть различные минералы. По данным Д. Кронена, А.П. Лисицына, А.Ю. Леин и др.

ученых, вблизи зон разгрузки гидротермальных растворов в современных донных осадках отлагаются **сульфиды** железа, меди и цинка, **окислы и гидроокислы железа и марганца, карбонаты** (кальцит, доломит, сидерит, манганокальцит и др.), **сульфаты** (гипс, ангидрит, барит, целестин), **глинистые минералы** (каолинит, хлорит, бертьерин, нонтронит, селадонит, бейделлит, галлуазит, иллит, смешаннослойные минералы состава иллит-сметтит, хлорит-сметтит, каолинит-сметтит, монтмориллонит-сапонит), **окислы и гидроокислы кремния** (кварц, опал-С, кристобалит), алюминия (алунит, ярозит), **полевые шпаты** (адуляр, альбит, олигоклаз), **эпидот, цеолиты, апатит, лейкоксен, гидрогроссуляр, амфибол, тальк**, а также **самородные сера, золото, серебро, олово, никель, висмут, электрум, платиноиды** и др. минералы. Многие из этих минералов осаждаются в районах действия черных и белых «курильщиков» и грязевых вулканов. Известны также органо-минеральные соединения **каолинит-пиридин, каолинит-диметил сульфоксид и каолинит-акриламид**, полученные экспериментально в условиях, моделирующих природные процессы гидротермального метасоматоза.

В последние годы появляется все больше сведений об участии **бактериальных форм** в процессе синтеза некоторых гидротермальных минералов в морских осадках, например, аутигенного **нонтронита**, обнаруженного в отложениях гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет; Низкотемпературные отложения, 2004) и осадках бассейна Ихейя (субмаринный желоб Окинавы, Япония; Masato, Kazuo, 2001). Объектом пристального изучения литологов и океанологов являются современные морские аутигенные карбонаты (gas-derivatives, methane-derivatives или **газопроизводные карбонаты**). Приуроченные к местам разгрузки метан-содержащих флюидов и связанные с деятельностью бактерий — метаноокислителей и сульфат-редукторов, они могут рассматриваться как индикаторы устойчивого флюидного потока и высокой микробиальной активности (Suess, Carson, Ritger, 1985; Cold seeps, 1999; Леин, 2004 и др.). Такие специфические карбонаты обнаружены в зонах активных выходов газов, в том числе в глубоководных районах Черного и Средиземного морей, в Мексиканском заливе, заливе Кадис и др. районах.

Определение генезиса некоторых аутигенных глинистых минералов иногда вызывает затруднения. В частности, это касается **сметтитов и обогащенных калием железистых гидрослюд политипа 1М**. Сметтиты устойчивы в зоне диагенеза и раннего катагенеза и связаны главным образом с преобразованием вулканитов основных и ультраосновных пород (Shmitt-Riegraf, 1989 и др.). По данным А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова и др., гидрослюда политипа 1М является индикатором стадий диагенеза, раннего и среднего катагенеза. В позднем катагенезе она трансформируется в высокотемпературную диоктаэдрическую гидрослюду политипа 2M₁. Удлиненно-пластинчатая гидрослюда 1М может также являться продуктом трансформации **диоктаэдрического удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита** на поздних этапах стадии раннего катагенеза (Котельников и др., 2004). Исследованиями Ю.Д. Маркова и др. (2002) показано, что обогащенные калием **железистые гидрослюды политипа 1М** с небольшим количеством разбухающих слоев в морских глубоководных осадках (хребет Садо, Японское море) могут формироваться как за счет гидротермального разложения вулканических пород, так и во время подводной вулканической деятельности.

Процессы аномального аутигенного минералообразования и разуплотнения в тектонически активных зонах обусловлены в основном растворением неустойчивых компонентов каркаса силикокластических пород, в первую очередь, основных и средних плагиоклазов, ортоклазов, слюд, хлоритов под воздействием агрессивных флюидов. При этом большое значение имеет насыщенность растворов газами: H₂, H₂S, SO₂, CH₄, NH₃, CO и особенно CO₂. Показано, что растворимость полевых шпатов в водных растворах, насыщенных CO₂, при T=100–200 °C, давлении более 42 атм и мольной доле CO₂ более 0,43 м/л возрастает с ростом концентрации углекислоты. Каолинит и кварц, как продукты гидротермального разложения альбита, были экспериментально получены при T=200 °C и P=136 атм (Шведенков, Шведенкова, 1982). Формирование каолинита путем гидратации андезина в углекислой среде зафиксировано при T=300 °C и мольной доле CO₂ ниже 0,5 (Рафальский, Присягина, 1990). В этих условиях гидролиз андезина протекает с такой скоростью, что уже через 1 час первоначально кислые растворы приобретают нейтральную реакцию. Полный гидролиз микроклина в перегретых

водных растворах в щелочной и нейтральной средах в присутствии CO_2 с образованием каолинита и кварца, по данным Р.П. Рафальского с коллегами, завершается при $T=250\text{ }^\circ\text{C}$ в течение нескольких суток. Поставленные автором эксперименты (Предтеченская, 2003) показали, что уже после 10 суток гидротермального воздействия на нижнеюрские песчаники с глубины 3828 м и 4480 м под давлением 150 атм при $T=85\text{ }^\circ\text{C}$ произошло растворение полевых шпатов, слюд и разуплотнение пород. Новые минеральные фазы — каолинит, кварц и альбит — были экспериментально получены при $T=135\text{ }^\circ\text{C}$ и $P=500\text{ атм}$. В результате опытов открытая пористость полимиктовых граувакковых песчаников возросла на 2,5–3,5 %.

С растворением полевых шпатов и их замещением каолинитом или диккитом связано превращение крепких сцементированных пород в разуплотненные агрегаты — «рыхляки». Пласты и пропластки «рыхляков» обнаружены на разных стратиграфических уровнях юрского разреза на Медвежьей (скв. 1001), Харампурской (скв. 340), Средней (скв. 10), Сенькинской (скв. 37), Пихтовой (скв. 200), Западно-Пихтовой (скв. 305) и др. площадях. В основном они приурочены к нижним горизонтам осадочного чехла, залегающим непосредственно на доюрском фундаменте, а также к зонам глубинных разломов, испытывающих периодическую активизацию. Определенную роль в растворении минерального каркаса пород некоторые исследователи придают микрофлоре (тионовым и др. бактериям), содержащимся в гидротермальных источниках и растворах (Низкотемпературные отложения, 2004). Это прежде всего касается экстремальных термофильных организмов, которые размножаются при температуре от 40–45 до 80–100 $^\circ\text{C}$ и выше (Мархинин, 1980 и др.). При этом с ростом кислотности среды интенсивность их жизнедеятельности замедляется.

В юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты в связи с процессами флюидомиграции, по данным М.Ю. Зубкова, Ю.П. Казанского, Г.Н. Перозио, З.Я. Сердюк и др. исследователей, наиболее широким распространением пользуются *аутигенные глинистые, карбонатные и кремнистые минералы*. В меньшей степени распространены *вторичные сульфаты, титанистые минералы, полевые шпаты и цеолиты*.

По материалам бурения более 300 глубоких скважин автором установлено, что основная часть скважин с аномальным проявлением наложенной минерализации в ниже-среднеюрских отложениях оказалась приуроченной к надрифтовым желобам, глубинным разломам древнего заложения и узлам их пересечений (Предтеченская, Шиганова, Фомичев, 2009). При этом в районах севернее широтного течения р. Оби преобладают процессы наложенной *карбонатизации*, а южнее более широко развиты *каолинитизация и окварцевание*. Эта специфика определяется составом пород фундамента. В пределах надрифтовых желобов, где последний сложен базитами и ультрабазитами, а также в районах, где в составе фундамента доминируют карбонатные породы, в цементе перекрывающих отложений преобладают *карбонаты* и часто встречаются *кальциевые цеолиты: гейландит, ломонтит, сколецит*. В районах, где в составе фундамента имеется много гранитных интрузий, или там, где он сложен терригенными, вулканогенно-осадочными и метаморфическими образованиями, в перекрывающих отложениях преобладают аутигенные силикаты и алюмосиликаты: *каолинит, диккит, кварц, халцедон и альбит*.

Основной причиной аномального количества гидротермальных *каолинита и диккита* в породах нижеюрских продуктивных пластов ЮК₁₀₋₁₁ Красноленинского района, по мнению М.Ю. Зубкова (1992), А.Д. и Л.А. Коробовых (2013), послужило воздействие на них *кислых среднетемпературных гидротерм*, связанных с системой глубинных разломов в пределах Красноленинского свода. Эти минералы имеют высокоупорядоченную крупнокристаллическую структуру (30–40 мкм) с совершенной идиоморфной огранкой слагающих блоков, что улучшает проницаемость пород. В отличие от древних, структуры современных гидротермальных каолинитов, изученных в осадках и взвесах озер кальдеры Узон на Камчатке, дефектны. Дефекты связаны с образованием одиночных слоев с *диккитоподобными* фрагментами, количество которых возрастает с ростом температуры (100 $^\circ\text{C}$ и более) (Ерошев-Шак и др., 1991).

Наличие углекислых растворов на больших глубинах можно считать благоприятным фактором для сохранения коллекторов и формирования вторичной емкости. Источником CO_2 при этом могут служить как ювенильные растворы, так и сами вмещающие породы, сложенные

карбонатами и/или обогащенные органическим веществом. Повышение же щелочности пластовых растворов, очевидно, связано с процессами гидролиза глинистых минералов. В большинстве изученных разрезов псевдоморфные замещения и растворение минералов обломочного каркаса пород способствуют улучшению их емкостно-фильтрационных свойств и повышению качества коллекторов. В связи с этим, изучение минералогических аномалий по керну скважин в комплексе с сейсмогеологическими данными может помочь в прослеживании глубинных разломов по латерали и вертикали, в картировании «скрытых» разломов и разломов, неуверенно выделяемых комплексом геофизических методов, а также способствовать более объективной оценке интенсивности флюидодинамических процессов и влияния последних на коллекторские свойства пород.

Литература

Беспалова С.Н., Бакуев О.В. Оценка влияния разломов на геологические особенности залежей и продуктивность коллекторов газовых месторождений Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1995. № 7. С. 16–21.

Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю., Викентьев И.В. и др. Низкотемпературные отложения гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет) // Геология рудных месторождений. 2004. 46. № 4. С. 313–331.

Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.

Ерошев-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.

Зубков М.Ю. Перспективы обнаружения залежей углеводородов во вторичных коллекторах гидротермального происхождения // Нетрадиц источн. углеводор. сырья и пробл. его освоения. Тр. Междунар. симп. Санкт-Петербург. 1992. С. 155–156.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. Нефтегазоносные фации вторичных кварцитов и пропицитов Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 2013. № 1. С. 23–32.

Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Солодкова Н.А. Аутигенные смектиты в проницаемых отложениях на поздних этапах стадии раннего катагенеза // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Матер. 14 Геологич. съезда Республики Коми. Седиментогенез, эволюция осадочных бассейнов. Геология нефти и газа. Стратиграфия. Палеонтология. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. 3. С. 25–26.

Лешин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.

Лешин 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.

Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Деркачев А.Н., Баринев Н.Н., Середина Н.А. Высокожелезистые слоистые силикаты хребта Садо (Японское море) // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 2. С. 141–151.

Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 195 с.

Перозио Г.Н., Гольшев С.И., Мандрикова Н.Т. Использование стабильных изотопов углерода и кислорода для определения генезиса карбонатов // Результаты изучения карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследований. Вып. 233. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. С. 75–83.

Предтеченская Е.А. Экспериментальное моделирование катагенетических преобразований песчаников под воздействием CO₂-содержащих гидротермальных растворов // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Матер. 3-го Всерос. литологич. совещ. М.: МГУ, 2003. С. 379–382.

Предтеченская Е.А., Бурлева О.В. Катагенетические аномалии в юрских нефтегазоносных отложениях Томской области как индикаторы дизъюнктивных нарушений // В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область)», посвященном 80-летию со дня рождения Е.Е. Даненберга. Томск: ТО ФГУП СНИИГГиМС, 2006. С. 77–90.

Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии как индикаторы воздействия флюидных потоков в зонах дизъюнктивных нарушений в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.

- Рафальский Р.П., Присягина Н.И. Взаимодействие андезина с водными растворами при повышенных температурах // Геохимия. 1990. № 9. С. 1298–1307.
- Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д. Геолого-геофизические аномалии и их роль при поисках неантиклинальных ловушек УВ в нефтегазоносных толщах Западной Сибири // Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства. Матер. междунар. науч.-техн. конф. Томск: ТГУ, 2001. С. 243–246.
- Флюиды и геодинамика // Матер. Всеросс. симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика». М.: Наука, 2006. 282 с.
- Цыганкова В.А. Роль доломитизации в формировании скоплений углеводородов // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 375–376.
- Шведенков Г.Ю., Шведенкова С.В. Полевые шпаты под давлением воды и двуокиси углерода. Новосибирск: Наука, 1982. 48 с.
- Boles J.R. Calcite as an indicator of vertical fluid transport in hydrocarbon systems // Mineralogy for the New Millenium: 18 General Meeting of the Interneteional Mineralogical Assotiation. Edinburgh: IMA. 2002. 302 p.
- Degens B.T., Epstein S. Oxigen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. № 1. P. 23–44.
- Gray D.R., Janssen Ch., Vapnik Y. Deformation character and palaeo-fluid flow across wrench fault within a palaeozoic subduction-accretion system: Waratah fault zone, southtastern Australia // J. Struct. Geol. 1999. V. 21. № 2. P. 191–214.
- Ferreira T., Oskarsson N. Chemistry and isotopic composition of Furnas caldera // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1999. V. 92. № 1–2. P. 169–179.
- Masato U., Kazue T. Possible role of microbial polysaccharides in nontronite formation // Clays and Clay Miner. 2001. V. 49. № 4. P. 292–299.
- Shandl E.S., Wicks F.J. Two stages of CO₂ metasomatism at the Munro mine, Munro Township, Ontario: evidence from fluid-inclusion, stable –isotope and mineralogical studies // Can. J. Earth. 1991. V. 28. № 5. P. 721–728.
- Smitt-Riegraf C. Die hydrothermale Gesteinsalterations am Beispiel der permishen Vulkanite aus dem NW-Flugel der Nahe-Mulde // Ber. Dtsch Mineralog. Ges. 1989. № 1. P. 170.
- Stakes D.S., Orange D., Paduan J.B., Salamy K.A., Maher N. Cold seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California // Mar. Geol. 1999. V. 159. № 1–4. P. 93–109.
- Suess E., Carson B., Ritger S.D. et al. Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon // Bull. of the Biological Society of Washington. 1985. V. 6. P. 475–484.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕСЧАНЫХ ТЕЛ-ЛОВУШЕК УВ В ПОЛИФАЦИАЛЬНОМ ПРОСТРАНСТВЕ КАРБОНА СЕВЕРО-ДОНБАССКОГО НГР

Г.Н. Прозорова

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, gnprozorova@sfnedu.ru

Песчаные тела — пласты, линзы — являются природными вместилищами УВ, резервуарами в составе нефтегазоносных комплексов карбона Северо-Донбасского нефтегазоносного района (НГР). Представление о характере песчаных тел, песчаников и пород, их разделяющих (аргиллитов, алевролитов, известняков, углей), сложилось, прежде всего, в пределах многозалежных (до сорока с лишним продуктивных пластов) месторождений УВ (газ, нефтегазоконденсат) и поисковых площадей. Они приурочены к структурным ловушкам — локальным платформенным поднятиям (Южный склон Воронежской антеклизы Русской платформы) и складкам Принадвиговой и Межнадвиговой зон прилегающего с юга Донецкого складчатого сооружения (ДСС). Это месторождения Марковское, Леоновское, Скосырское, Патроновское, Романовское и мн. др. В недрах НГР находят продолжение угольные пласты Донецкого угольного бассейна (Донбасса) ДСС, и парагенез углей и газовых месторождений является очень актуальной для исследования темой. В самом Донбассе отмечены многочисленные проявления нефти и газа.

В регионе настает период широкого прогноза, поисков и разведки неструктурных литологических (литолого-стратиграфических) ловушек залежей УВ. Работами В.А. Бобуха, Е.В. Мовшовича, В.Г. Моисеенко сделаны важные прогнозы о пространственном размещении наиболее перспективных песчаных пластов карбона.

Одним из эффективных критериев прогноза литологических ловушек, перспектив их нефтегазоносности являются детальные фациальные обстановки, реконструкция которых основана на ГИС-фациальном анализе. К геологическим исходным данным и результатам их анализа добавлен большой блок информации об электрометрических фациях и их седиментологических моделях Северо-Донбасского НГР. Интерпретация каротажных данных выполнена в соответствии с единым принципом фациального ГИС-анализа, выработанным отечественными и зарубежными исследователями (В.С. Муромцев, Р. Нанц, Д.А. Буш, Дж.Д. Коллинсон, Т. Эллиот, А.В. Ахияров, В.Б. Белозеров и др.). Он сводится к тому, что отложения каждой фации формировались в условиях меняющихся палеогидродинамических режимов (уровней). Для каждой фации выстроена ее седиментологическая модель, отражающая свойственную только данной фации последовательную смену палеогидродинамических уровней во времени. Каждый из этих уровней характеризуется рядом первоначальных признаков, отражающих динамическую активность среды седиментации. Измеряемые по ГИС характеристики пластов отражают физические свойства пород, которые, в свою очередь, зависят от условий их образования, обстановки седиментации.

Исследованы по литературным данным и адаптированы к терригенным разрезам карбона региона диагностические признаки, отображающие генезис осадков на показаниях методов ПС и КС (с использованием анализов керновых данных). Система диагностических признаков дает возможность устанавливать фациальную природу песчаников по их электрометрическим моделям (а также по гамма-характеристикам).

Карбон на месторождениях и площадях вскрыт параметрическими, поисковыми, разведочными скважинами, расчленен на стратиграфические подразделения, литолого-стратиграфические единицы, толщи, пласты по комплексу геофизических исследований скважин (ГИС), по керну и результатам его анализов. Определены петрографический, минеральный, гранулометрический состав пород; петрофизические, коллекторские свойства песчаников. Мощность карбона увеличивается с севера на юг и юго-восток от 1370 м (г. Миллерово) до 5000 м на Скосырской площади (Бобух, 2005).

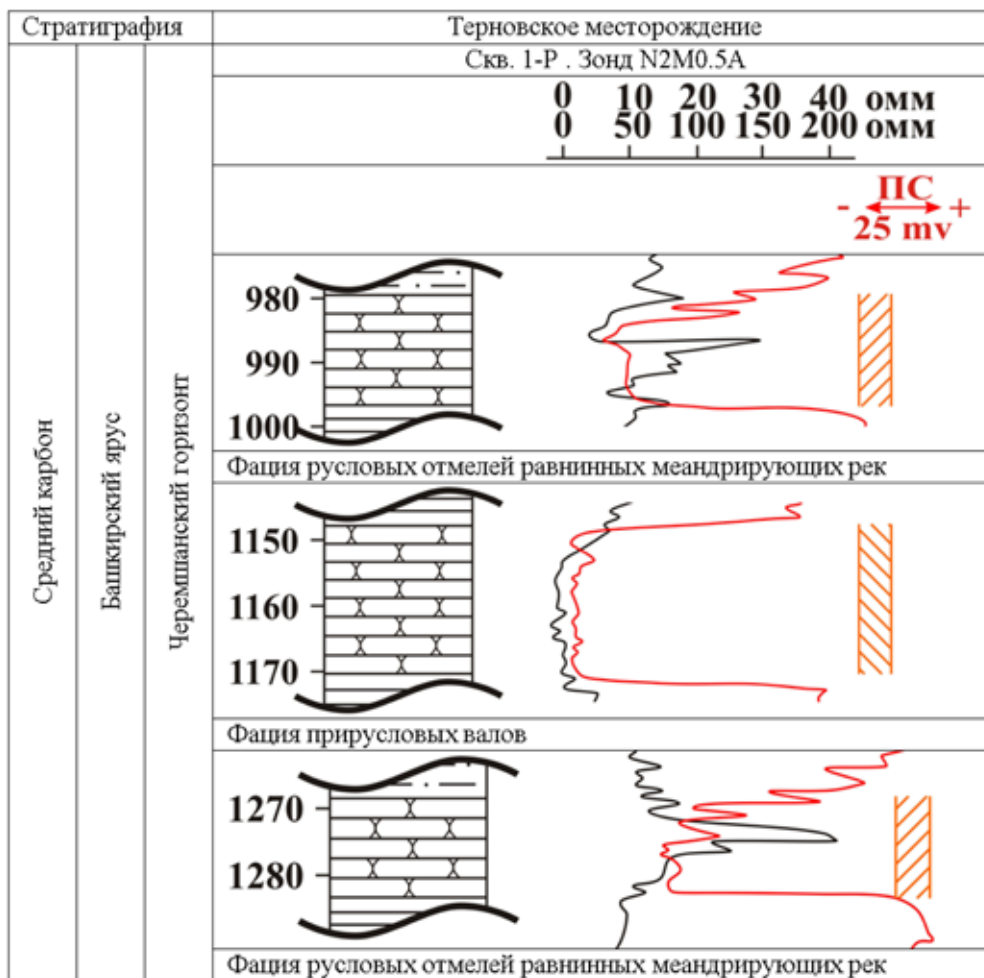
На разных этапах изучения песчаников НГР многие авторы давали свои заключения о генетических типах песчаников, о континентальной (аллювиальной), прибрежно-морской, мелководно-морской фациальных обстановках накопления.

ГИС-фациальный анализ выполнен на основных месторождениях НГР. На Терновской площади в свде современной структурной ловушки (скв. 1Р) в черемшанское время башкирского яруса среднего карбона периодически сменялись фации русловых отмелей равнинных меандрирующих рек и фации прирусловых валов (таблица), определяя условия накопления песчаных тел в аллювиальной зоне континентальной обстановки.

Приведенный небольшой фрагмент смены фаций во времени и общий сравнительный анализ фациальных обстановок накопления песчаных тел в одних и тех же пунктах (скважинах), но в разных временных интервалах черемшанского, мелекесского, верейского времен среднего карбона) площадей с позиций ГИС-анализа свидетельствуют о перемещении береговой линии древнего бассейна осадконакопления. Район современной Марковской площади во время накопления XI пласта черемшанского горизонта был частью аллювиальной области континента, а в период образования IX пласта здесь проявилась прибрежно-морская обстановка в результате трансгрессии морского бассейна с юга. В свою очередь, она неоднократно вновь сменялась континентальной обстановкой. Так, верейские песчаные тела, расположенные на 350–500 м выше по разрезу (по времени моложе на 1–2 млн лет) формировались в периодически менявшихся условиях мелководно-морских, прибрежно-морских и аллювиальных фаций. Количественная оценка процесса показывает, что проявлялись разновременные периоды смены фаций: и мелкие, и средние, и продолжительные. Периодичность процесса как универсального

явления способствует более надежной корреляции разрезов скважин. С другой стороны, песчаные тела (продуктивные горизонты) разреза карбона каждого из месторождений региона имеют *разную фаціальную природу*. Разнофациальные песчаные тела отличаются многими количественными показателями: формой и размерами песчаных тел в плане, в продольных и поперечных сечениях; интервалами мощностей и законами их статистических распределений; характером вертикальной зональности гранулометрического и минералогического составов пород. Эти положения являются важными критериями качественного и количественного моделирования.

Фаии песчаных пластов черемшанского горизонта Терновского месторождения



На примере мелекесских песчаных тел Терновского месторождения решался вопрос корреляции песчаных тел, их дискретного облика. В присводовой части современного Терновского поднятия (структурной ловушки газовой залежи) песчаники представлены типичным устьевым баром большой мощности (более 60 м — скв. 272, 1Р). На восточной периклинали (скв. 259) для песчаников идентифицируется обстановка нижнего пляжа (приливно-отливная зона) и формируются два песчаных тела: верхнее мощностью 22 м и нижнее мощностью 15 м. Мало оснований при хроностратиграфическом сопоставлении коррелировать их с баровым песчаником, который сменяется одновозрастными глинами. Возможно, они образуют самостоятельные песчаные тела (особенно нижнее), в которых сформировались и сохранялись залежи УВ еще на первых этапах общего многостадийного процесса нефтеобразования. Аналогичных вариантов пересмотра границ и нефтегазоносности песчаных тел в регионе много.

Положительные формы рельефа дна палеобассейна (прирусловые валы, устьевые бары, прибрежные валы и острова) часто были связаны с конседиментационным ростом палеоподнятий. Максимальные толщины выявленных устьевых баров песчаных тел региона приурочены к присводовым зонам структурных ловушек. При больших скоростях роста локальных поднятий и малых скоростях общего прогибания отложения в сводах размывались, песчаные тела выклинивались к сводам.

База данных о толщинах песчаных пластов и их фациальной принадлежности в скважинах послужила основой для построения пространственных моделей показателей методом линейного кригинга. Для прогноза толщин песчаных пластов строились вариограммы показателя с лагом, который выбирался эмпирически. Далее они аппроксимировались теоретическими функциями, вычислялись вариационные веса опорных точек (скважин) в окрестностях точек прогноза показателя и вычислялась их толщина (при определенной достоверности значений). Вероятностные модели толщин пластов соотносились качественными критериями прогнозирования: фациальной обстановкой, положением локальных поднятий, положением и видом современной речной сети, во многих природных ситуациях наследующей древнюю сеть в аллювиальных равнинах. Строились и автокорреляционные функции ранжированных фаций и вычисления показателей кригинга выполнялись для условных формализованных рангов.

Литература

Белозёров В.Б. Седиментационные модели верхнеюрских резервуаров горизонта Ю₁ Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции как основа для оптимизации систем их разведки и разработки: Дисс. на соиск. уч. степ. д.г.-м.н. Томск, 2008.

Бобух В.А. Геология и перспективы нефтегазоносности Волго-Донского региона. Ростов-на-Дону, 2005.

УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ. ПРОБЛЕМЫ

Н.В. Пронина

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
nvproncl@geol.msu.ru*

Углепетрографические исследования, включающие изучение состава органического вещества и изменения некоторых оптических характеристик слагающих его мацералов, уже давно вышли за рамки изучения только углей. Поэтому соответствующее направление в геологии теперь чаще называют органической петрологией. Терминология и методики изучения органического вещества (ОВ), отработанные на гумусовых углях и утвержденные в государственных и международных Стандартах, по-прежнему являются главными, базовыми, но со временем расширяются и модифицируются.

Нефтяная геология, главным объектом которой является рассеянное органическое вещество (РОВ), стимулирует развитие углепетрографических исследований, расширяя возможности их применения. Так, на протяжении нескольких десятилетий практическим руководством всех углепетрографов была фундаментальная монография Штаха Е. и др. под названием «Настольная книга по угольной петрологии» (1975), позже ее продолжением стала «Органическая петрология» Taylor G.H. et al. (1998), в которую включены уже не только мацералы гумусовых углей, но и вновь установленные мацералы РОВ, а большая часть отведена геохимическим методам — основным в исследовании этого типа ОВ.

Прикладное значение углепетрографии расширилось в последнее время, но если ограничиться только нефтегеологическими задачами, то хотелось бы остановиться на двух проблемах, которые постоянно возникают в таких исследованиях.

Первая — терминологическая, возникшая с привлечением все большего внимания к РОВ, которое гораздо разнообразнее и шире как по возрасту, так и по исходному составу. Правильная

номенклатура и систематика всего многообразия объектов обеспечивает рациональный выбор мацералов для исследования и сравнения.

Вторая — методическая, связана с тем, что методы, разработанные на гумусовых мацералах, применяются теперь на микрокомпонентах иного типа ОБ. Это требует корректировок, специальных допусков и необходимого сопоставления с данными геохимических анализов ОБ, т.е. комплексных исследований.

В последнее время среди объектов нашего изучения часто встречались девонские, нижнекаменноугольные и даже среднерифейские отложения (таблица). Естественно, в их составе нормальных гумусовых мацералов может не быть вообще, или они представлены весьма скудно и однообразно.

Образцы, использованные в исследовании

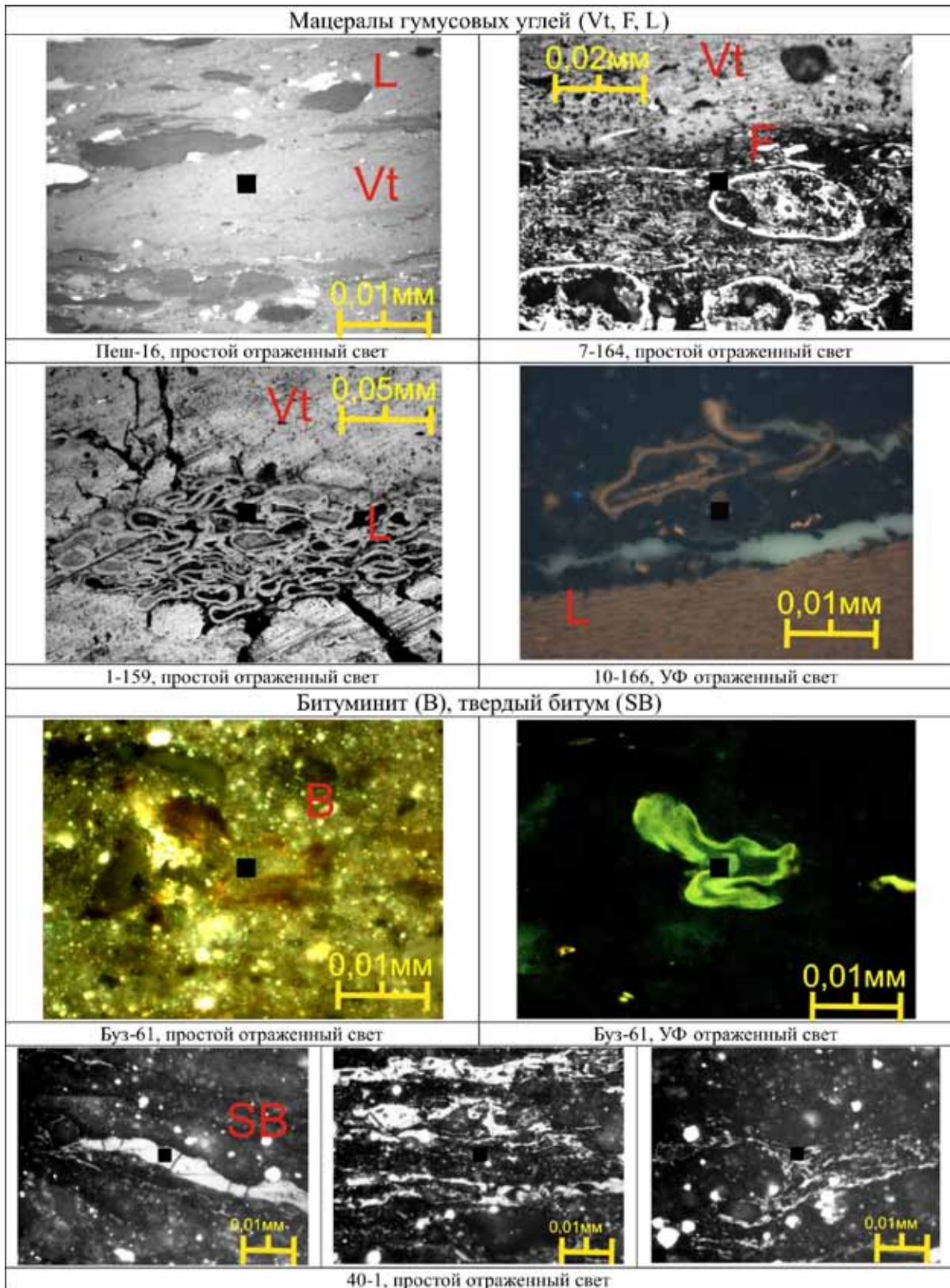
| Район | Возраст | Количество проб |
|---------------------------------------|--|-----------------|
| Нижнее Поволжье | D _{2ef} , D _{3fr-fm} , C _{1v} | >70 |
| Белоруссия, Лельчицкое м-ние | C _{1v} | >50 |
| Сибирская платф., Туруханский р-он | Pr R ₂ | >30 |

Среди гумусовых мацералов в визейских и девонских отложениях Поволжья и Белоруссии встречаются представители всех групп: витринита (Vt) (его предшественника — гуминита), инертинита (I–F) и липтинита (L) (рисунок). Все эти мацералы весьма типичны, их диагностика и определение не представляют никаких трудностей. Следует лишь отметить, что наибольшим разнообразием отличаются липтиниты. Кроме кутинита, резинита, альгинита и липтодетринита встречается очень много мегаспоринита, характерного для отложений этого возрастного интервала. Липтиниты обладают отчетливым люминесцентным свечением в УФ свете, что, во-первых, отличает их от мацералов других групп, а во-вторых, делает легче определяемыми, особенно когда они перемешаны с минеральным веществом и в простом свете диагностируются с трудом.

Изучению ОБ нижнепалеозойских отложений посвящено немало статей, среди последних и наиболее обстоятельных можно назвать: Stasiuk L.D. (1993), Bertrand R., Malo M. (2001), Dewing K., Sanei H. (2009), Petersen H.I. et al. (2013). Все эти работы нацелены в конечном счете на оценку нефте-, газоматеринского потенциала исследуемых отложений. Мацералы негумусового происхождения относятся авторами к зоокластам, граптолитам, хитинитам, битуминиту, твердым битумам, витринитоподобным частицам, псевдовитриниту, а иногда даже — «керогеновый мацерал остаточного витринита» (Buchardt, Lewan, 1990) и др.

Определить природу этих мелких редких образований по палеонтологическим и химическим признакам почти невозможно, т.к. их нельзя выделить из породы. Лишь микроскопические исследования позволяют наблюдать их и пытаться охарактеризовать свойства.

Битуминит был встречен во всех образцах из Поволжья и Белоруссии. Чаще всего он напоминает оторочки коричневого цвета у линз и включений витринита или других мацералов ОБ. Битуминит может встречаться и отдельно, внутри минеральной матрицы в виде мелких червеобразных сгустков, тонких пленок или слоев вдоль плоскостей напластования. Это вещество занимает межзерновое, поровое пространство и само по себе морфологически не выражено, оно аморфно, а интенсивность окраски в простом отраженном свете меняется от желтовато-коричневой до темно-коричневой, почти черной. Что касается люминесцентного свечения битуминита, то чаще всего оно отсутствует, а если и есть, то наиболее интенсивно светятся светлоокрашенные пленки битуминита. Очень интересны и показательны примеры формирования битуминита (В) на месте липтинитовых компонентов (рисунок, обр. Буз-61). На фотографиях, выполненных в простом отраженном свете, видны коричневые пленки, налеты на минеральных зернах коричневого цвета. В УФ свете проявляется четкая морфология исходного липтинитового мацерала. Таким образом, переход из одного фазового состояния в другое



Мацералы OB.

Образцы из Поволжья (Пеш-16, Буз-61); Белоруссии (7-164, 1-159, 10-166); Туруханского района (40-1)

сопровождается трансформацией липтинита (следы морфологии фиксируются в УФ свете) в битуминит.

По взаимоотношению с минеральным веществом и общим распределением в породе битуминит является вторичным, и его образование связано с выходом жидких УВ из OB. В

тех случаях, когда после ухода жидких УВ осталась твердая фаза (твердый битум), битуминит присутствует в виде оторочки, с ним ассоциирующей, если же все исходное вещество преобразовалось без твердого «остатка», то битуминит встречается отдельными пленками и сгустками между минеральными зернами. В приведенных выше работах зарубежных исследователей также отмечается, что твердые битумы — вторичные образования и могут являться остатками нефтей (в коллекторе или на пути миграции — не уточняется).

Исследованные образцы из Поволжья и Белоруссии одновозрастные, и потому сходство в мацеральном составе очевидно. Однако степень катагенетической преобразованности их различна. Если в белорусских пробах степень катагенеза не превышает PK_3 ($RV=0,37-0,42\%$), то в поволжских она составляет MK_1-MK_3 ($RV=0,5-0,8\%$). Поэтому распространение битуминита и люминесцентные характеристики мацералов могут различаться.

Образцы из северо-западной части Сибирской платформы очень отличаются от более молодых, описанных выше. В их составе изначально не предполагается наличие гумусовых мацералов, поэтому все встреченные фрагменты ОВ (крайне редкие) могут представлять зоокласты или твердые битумы на разных стадиях своего преобразования. Среди определений, используемых в литературе по отношению к таким мацералам, чаще других встречаются фитокласты, миграбитумы, пиробитумы, хитиниты и др. (Taylor, 1998).

ОВ, исследованное в образцах рифейского возраста, представлено тонкими линзочками однородного аморфного, изотропного вещества, похожего на витринит (рисунок, обр. 40-1). Оно приурочено к плоскостям напластования или трещинам и чаще всего сопровождается глинистым материалом, который как бы заполняет некую пустоту, образовавшуюся вокруг ОВ, уменьшившегося в объеме. Подобные образования логичнее всего называть твердыми битумами (SB) или остаточными битуминитами. Оно могло быть «остаточным ОВ» после генерации и ухода жидких УВ, а возможно, представлять следы или продукты преобразования нефтей на пути их миграции. В любом случае это вещество — продукт преобразования керогена нефтяного типа. Катагенез рифейских отложений, согласно замерам показателей отражения описанных включений, названных твердым битумом, составляет АК ($R_b > 2,0\%$).

На данном примере очень хорошо видно, как терминологические проблемы переходят в методические. Известно, что все палеотемпературные построения выстраиваются по «витринитовой» шкале, т.е. основываясь на замерах $RV\%$ — показателя отражения витринита. В тех случаях, когда витринита в исследуемых отложениях нет, стараются получить аналогичные показатели по имеющимся мацералам — граптолитам, хитинитам, твердым битумам и др. Замеры, выполненные не по витриниту, обычно отмечаются как $R_{э\text{кв}}\%$ — показатель отражения «эквивалента». Формул пересчета $RV\% - R_{э\text{кв}}\%$ предложено много (Jacob, 1998; Petersen, 2013 и др.), все они демонстрируют четкую линейную зависимость и отличаются незначительно. Пользуясь предлагаемыми формулами или выводя новые (для конкретного региона и типа исследуемых мацералов), следует очень тщательно типизировать органические мацералы и использовать для оценки катагенетических преобразований только те из них, которые могут быть в этом отношении информативны.

В заключение необходимо подчеркнуть еще один очень важный аспект. Полноценная характеристика ОВ может быть обеспечена только комплексными исследованиями, включающими углепетрографические и геохимические методы. Совместная интерпретация результатов различных анализов поможет определить специфику исследуемого ОВ и принять правильное решение относительно его генерационного потенциала или других свойств.

Литература

- Штах Э., Маковски М.-Т., Тейлор Г., Чандра Д., Тейхмюллер Р. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
- Bertrand R., Malo M. Source rock analysis, thermal maturation and hydrocarbon generation in the Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt basin, Canada // Bull. of Canadian Petroleum Geol. 2001. V. 49. № 2. P. 238–261.
- Buchardt B., Lewan M.D. Reflectance of vitrinite-like macerals as a thermal maturity index for Cambrian-Ordovician alum shale, southern Scandinavia // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1990. V. 74. № 4. P. 394–406.
- Dewing K., Sanei H. Analysis of large thermal maturity datasets: Examples from the Canadian Arctic Islands // International Journal of Coal Geology. 2009. V. 77. P. 436–448.

Jacob H. Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid bitumen (“migrabitumen”) // International Journal of Coal Geology. 1989. V. 11. P. 61–79.

Petersen H.I., Schovsbo N.H., Nielsen A.T. Reflectance measurements of zooclasts and solid bitumen in Lower Palaeozoic shales, southern Scandinavia: correlation to vitrinite reflectance // International Journal of Coal Geology. 2013. В печати.

Stach E., Mackowsky M.-Th., Teichmüller M., Taylor G.H., Chandra A.D., Teichmüller R. Stach’s Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. 1975. 428 p.

Stasiuk L.D. Algal bloom episodes and the formation of bituminite and micrinite in hydrocarbon source rocks: evidence from the Devonian and Mississippian, northern Williston Basin, Canada // International Journal of Coal Geology. 1993. V. 24. P. 195–210

Taylor G.H., Teichmüller M., Davas A., Diessel C.F.K., Litke R., Robert P. Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger. Berlin, Stuttgart. 1998. 704 p.

ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА ПАРШИНСКОЙ СВИТЫ ЧАЙКИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

**В.В. Пустыльникова, Н.А. Иванова, М.М. Потлова, В.В. Ефременкова,
А.В. Солодникова**

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск, nataivanova76@rambler.ru*

Чайкинское погребенное поднятие находится в зоне сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомского краевого прогиба. Оно имеет конседиментационную блоковую природу и формировалось в позднем рифее – раннем венде в рифтогенном прогибе северо-восточного простирания (Мигурский, Старосельцев, 2010). С целью изучения модели строения Чайкинского поднятия и оценки его перспектив в отношении нефтегазоносности в 2008 г. в юго-западной части поднятия была пробурена параметрическая скважина Чайкинская 279, в 2012–2013 г. в центральной части поднятия — Чайкинская 367. История развития, тектоническое строение, состав и строение вскрытого разреза осадочного чехла все еще содержат немало вопросов.

Объектом исследования в данной работе являются отложения паршинской свиты непского горизонта венда. При стратиграфическом расчленении вендских отложений за основу принято свитное расчленение венда Ньюской зоны Предпатомского фациального района (Мельников, 2009).

При литологическом исследовании разреза скважины Чайкинская 279 (Чк-279) в рамках работ по гос. контракту № 4Ф-09 от 03.11.2009 г. был описан необычный карбонатный и обломочный сульфатно-карбонатный состав *хамакинского* горизонта, хотя на соседних территориях в низах верхнепаршинской подсвиты аналогичный продуктивный пласт имеет терригенный состав. В связи с новым обстоятельством горизонту в исследуемом районе было присвоено другое название — *чайкинский*. На необычное строение и состав паршинской свиты и чайкинского горизонта также обратили внимание Шемин Г.Г. и его соавторы (Шемин, 2011).

Нерешенный вопрос формирования чайкинского горизонта, входящего в верхнепаршинскую подсвиту, еще раз побудил к нему неформальный интерес петрографов лаборатории нефтегазоносных отложений (ЛНГО) СНИИГГиМС. Причем в ходе исследований пород паршинской свиты в разрезе скважины Чайкинская 367 (Чк-367) возникли и другие дополнительные вопросы как о её составе, так и о её генезисе, а следовательно, и вопросы распространения горизонта в пространстве, истории геологического развития района и др.

Всего из разреза паршинской свиты было проанализировано 54 образца (шлифа) скв. Чк-279 и 46 образцов скв. Чк-367, использованы описания керна обеих скважин, выполненные ЛНГО. Приняты во внимание данные термического анализа пород и их глинистой составляющей, данные геохимических исследований пород (ПКСА и РФА) и данные по содержанию в породах Сорг, выполненные в ЛИМА ЦАИ СНИИГГиМС.

Краткая характеристика разреза скважины Чк-279:

Паришинская свита, выделенная по данным ГИС в интервале 1772–1480 м, мощностью 292 м подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю на отметке 1629 м.

Нижнепаришинская подсвита в интервале 1772–1629 м керновым материалом освещена по всему разрезу с перерывами. Нижняя часть — переслаивание аргиллитов темно-зеленовато-серых с алевролитами светло-серыми и редкими прослойками мергелей темно-серых. Средняя часть — доломиты глинистые с немногочисленными сгустками и комками, темно-серые, горизонтально- и косослоистые. Выше разрез представлен переслаиванием алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников. В верхней части встречаются прослои доломитов обломочных с песчано-алевритовой примесью, в кровле подсвиты — аргиллиты серые, темно-серые пиритизированные, алевролиты серые с редкими прослоями темно-серых мергелей, светло-серых песчаников.

Верхнепаришинская подсвита выделена в интервале 1629–1480 м, керновым материалом охарактеризована неоднородно. В нижней ее части выделен *чайкинский горизонт* (1629–1612 м).

Чайкинский горизонт снизу представлен доломитами глинистыми плотными, крепкими с желваками, гнездами микро-тонкозернистого кремнистого вещества и гнездами пирита, с немногочисленными сгустками и слабо заметными обломками. В средней части горизонта — доломиты ангидритистые темно-серые до черных, органогенно-обломочные, узорчато-пятнистые за счет неоднородной битуминозной пропитки, неравномерно пористо-кавернозные с обилием микротрещин. Обломки пород псефито-псаммитовой размерности, представленные микрозернистыми доломитами с органогенной проблематикой (предположительно водорослевой), составляющей от 10 до 60 %, в некоторых обломках встречаются фрагменты строматолитовых структур. Обломки сцементированы мелко-тонкозернистым доломитом.

Горизонт перекрывается переслаиванием аргиллитов серых, зеленовато-серых, вишнево-коричневых горизонтально- и линзовиднослоистых и мергелей глинистых серых, зеленовато-серых, горизонтальнослоистых плотных, крепких.

Верхняя часть подсвиты представлена переслаиванием известняков розовато-серых, редкими гнездами ангидрита, известковистых доломитов, доломитов и мергелей.

В скважине Чк-367 *паришинская свита*, выделенная по данным ГИС в интервале 1615–1289 м, мощностью 326 м подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю на отметке 1457 м, данная граница по керну подчеркивается наличием прослоев доломитов, по данным ГИС, — уменьшением значений ГК.

Нижнепаришинская подсвита, выделенная в интервале 1615–1457 м, керновым материалом освещена только в верхней части разреза в интервале 1477,7–1457 м. По результатам описания керна интервал представлен вулканогенно-осадочными породами темно-серо-зелеными до черных, горизонтальнослоистыми, тонко-мелкоплитчатыми, участками трещиноватыми с редкими и тонкими прослоями доломитов тонко-микрозернистых в верхней части.

По результатам петрографических описаний пород, в шлифах подсвита представлена породами неясного генезиса, так как по составу её можно интерпретировать либо как аргиллитовую толщу с примесью послойно распределенного алевроитового материала, с послойной пигментацией рудным веществом и примесью пирокластического материала, либо как переслаивание туффигов алевро-пелитовых по классификации Владовца В.И. (Шванов и др., 1998) или туфоалевро-аргиллитов горизонтальнослоистых, текстура которых подчеркивается распределением глинистого и обломочного (алевритового) материала, а также послойным обогащением рудным веществом. Поскольку в данном случае мы имеем дело с палеотипными породами (достаточно древними и измененными), то состав основной массы, представленный в основном тонкочешуйчатым агрегатом почти изотропного хлорита и примеси гидрослюд, может и не вызывал бы вопроса, если бы не состав алевроитовых слойков, которые выделяются на общем фоне шлифов заметно более темным оттенком и состоят практически из одного кварца, редких чешуек слюд, единичных зерен полевых шпатов, сцементированных черным либо темно-коричневым минералом предположительно титанисто-железистого состава (от 1–3 до 10 % на шлиф). Полученные данные подтверждаются и результатами геохимических анализов — в породах данного интервала заметно выше значения массовой доли TiO_2 и

$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$. Из определимых в шлифах рудных минералов часто присутствует пирит и лейкоксен, возможно присутствие титано-магнетита. Количество органического вещества (по результатам геохимических анализов на содержание в породе Сорг) не превышает фоновых значений. Форма зерен кварца изометричная, неправильная, а также удлиненно-уплощенная, треугольная, пикообразная, рогульчатая. Полевые шпаты представлены единичными зернами калиевых полевых шпатов и плагиоклазов с поперечным двойникованием. Слюды представлены удлиненными пластинками биотита (преобладает) и мусковита. Также в породе иногда присутствует карбонатный материал (не более 2–4 %). Постседиментационные изменения выражены в интенсивной хлоритизации, пиритизации.

Выделить в каждом случае на шлиф количество терригенного и пирокластического материала не предоставляется возможным, как и предположить его генезис, поэтому предложено обобщить полученные данные под общим названием **«вулканогенно-осадочная или туфогенно-осадочная толща»**.

Время образования пирокластике также остается пока под вопросом: извержение вулканов почти одновременное с осадконакоплением либо разрушение вулканогенной постройки более древнего возраста. В последнем случае породы будут называться вулканотерригенными — например, вулканомиктовые аргиллиты и т.д.

Одна из версий образования толщи, предлагаемая авторами, — это подводное излияние, гравитационная дифференциация по удельному весу и осаждение вулканогенного материала совместно с осаждением пеплового материала из воздуха различного размера (тонко- и мелкообломочного) в водный бассейн и примесью терригенного материала в различных соотношениях, что придает породе текстуру тонкой ритмичной, горизонтальной слоистости. Состав исходного материала также не совсем ясен, почти полная хлоритизация и гидрослюдизация пеплового материала позволяют предположить средний и основной состав, тогда как кварцевые алевритовые прослои, обогащенные рудным материалом, не исключают и кислый состав исходного вещества.

Верхнепаршинская подсвета, выделенная по данным ГИС в интервале 1457–1289 м, керновым материалом охарактеризована снизу в интервале 1457–1403,5 м и в верхней части в интервале 1308,8–1289 м. В нижней части подсветы выделен *чайкинский горизонт* (1457–1449 м), который, по сути, залегает в продолжающейся толще туффитов, описанных выше.

Чайкинский горизонт представлен неравномерным переслаиванием доломитов глинистых обломочных темно-серых (10–50 см) и вулканогенно-осадочных пород (20–40 см).

По данным описаний шлифов, отобранных из доломитовых прослоев, горизонт снизу сложен доломитами тонко- и микрозернистыми наклонно-, слабо- и волнисто-слоистыми, послойно обогащенными терригенной (5–8 %) и глинистой (3 %) примесью, с линзовидными стяжениями пирита, редкими интракластами. Далее вверх по разрезу доломиты становятся микрозернистыми псевдообломочными, брекчиевидными, неяснопятнистыми, сетчатыми. Обломки окружены пленкой из глинисто-органического или глинистого вещества, пигментированного окислами железа(?). В межобломочном пространстве зерна кварца (1,5 %) распределены рассеянно либо сгруппированно с пленочно-глинисто-органическим цементом, присутствуют и зерна хорошо ограненного (аутигенного) кварца, изредка отмечаются листочки бурого биотита. Глинисто-органическое вещество (до 2 %) присутствует рассеянно в микрозернистом доломите и пленками вокруг обломков, по геохимическим данным лишь в одном из образцов исследуемого горизонта содержание Сорг на породу составило 0,69 %. В порах (кавернах) либо получившихся трещинках — зерна доломита, возможно магнезита, терригенная примесь, аутигенный кварц и глинисто-органическое вещество, в редких порах — гипс. Перекрывается горизонт маломощным прослоем аргиллитов.

Далее вверх по разрезу продолжаются вулканогенно-осадочные отложения до глубины 1403,73 м, представленные по описанию керна переслаиванием туффитов темно-серо-зеленых, пиритизированных, тонко-, параллельно-, горизонтально-, неясно-, прерывисто-слоистых, изредка — нарушеннослоистых.

По данным описаний некоторых шлифов, в составе толщи присутствуют *интенсивно измененные туфы*: витрокластические, пепловые (пелитовые) и кристалло-витрокластические

пиритизированные с реликтовой миндалевидной текстурой за счет редких рассеянных «миндалинов» овальной, округлой формы, размером от 0,04 мм до 0,32 мм, выполненных хлоритом с пиритовой оторочкой либо с тонкой оторочкой из сидерита с пробегающим угасанием. Вокруг отдельных миндалинов наблюдается ореол из гидрослюды. Основная масса породы имеет в проходящем свете зеленовато-бурый оттенок, низкое до изотропного двупреломление, состоит из криптозернистого хлоритового, реже кремнистого материала, среди которого отмечаются редкие тонкие чешуйки слюд разной ориентировки. На фоне основной массы наблюдаются неравномерно и хаотично распределенные «псевдообломки» более темной окраски размером от 0,07 до 5,5 мм различной формы. Одна часть «обломков», возможно, представляет собой крупные чешуйки интенсивно гидратированного биотита с пробегающим погасанием, другая полностью выполнена хлоритовым материалом. Контуры некоторых «обломков» подчеркиваются частичной слюистой оторочкой. Кварц (до 5 %) алевритовой размерности рассеян по основной массе, реже сконцентрирован в небольшие скопления, его зерна треугольной, пикообразной, пластинчатой, дугообразной формы, в виде неправильных многоугольников, чистые, прозрачные, иногда замутненные, локально корродированные. Из акцессорных минералов присутствует шпинель, циркон, турмалин, из аутигенных — лейкоксен, пирит. В составе отдельных туфов отмечается карбонат (сидерит — 3 %) в виде призматических, скаленоэдрических выделений и оолитовых агрегатов радиально-лучистого строения. В отдельных образцах содержание пирита достигает 18%. В некоторых отмечаются участки ожелезнения. В верхней части толщи породы приобретают темно-вишневый оттенок за счет примеси гематита. Граница с вышележащим слоем волнистая, резкая по смене вещественного состава.

В верхней части вулканогенно-осадочной толщи залегают доломиты глинистые обломочные серые, темно-серые, массивные, неяснослоистые. Гравийно-плоскогалечные интракласты округлой, овальной, плоской формы ориентированы послойно, реже хаотично, различного состава, некоторые обломки имеют «свою» внутреннюю обломочную структуру. По данным описания шлифов, в породе отмечаются обломки: 1) доломитов (до 60 %) однородных (микро- и тонкозернистых) и с примесью различного количества глинистых (хлоритовых) включений, изометричной и вытянутой удлиненно-приплюснутой формы, которые имеют крустификационную оторочку из доломита со сферолитовым, радиально-лучистым погасанием, некоторые обломки имеют сетчато-петельчатое строение за счет многочисленных жилок из поперечно-волокнистого доломита, часть жилок переходит в цементирующее пространство; 2) глинистые (хлоритизированные) (до 10 %) имеют удлиненно-приплюснутую форму, возможно, развиты по обломкам вулканического стекла. Терригенная примесь (5 %) алевритовой размерности, представленная зернами кварца, полевых шпатов и слюд. Доломит в породе нескольких генераций: микро-тонкозернистый в составе обломков; более чистый крупными ромбовидными кристаллами в поровом пространстве; микро- и тонкозернистый образует крустификационные каемки и жилки с поперечно-волокнистым строением. Пирит распределен локально в поровом пространстве выделениями неправильной формы, возможно, совместно с ОВ. Лейкоксен — единичными выделениями. Цемент полиминеральный: 1) порово-пленочного, реже базального типа глинистый гидрослюдисто-хлоритовый (20 %) с буровато-зеленоватым оттенком, в некоторых участках имеет одновременное погасание, в разных участках по-разному насыщен алевритовой примесью (до 5 %); 2) цемент порового типа с зональным строением выполняет поры в следующей последовательности: а) глинистая (гидрослюдисто-хлоритовая) пленка по стенкам, б) доломит чистый мелко-среднезернистый с ромбовидными совершенными и несовершенными кристаллами, в) кремнисто-кварцевый чистый с мозаичным погасанием, выделениями неправильной заливообразной формы; г) кальцит мелко-среднезернистый расположен ближе к центральной части пор, иногда заполняет их центральную часть, д) гипс и ангидрит расположены только в центральной части пор. Комбинации минералов цемента различные, а последовательность выполнения одна. По мнению А.В. Ванна, вышеописанный образец содержит карбонатизированные обломки пемзы, так как порода имеет характерную флюидальную текстуру, а фрагменты отличаются пламенивидной формой («фьямме») с ращепленными, сетчатыми, растрепанными концами.

Выше по разрезу по данным ГИС можно предположить присутствие нескольких прослоев доломитов и мощную монотонную пачку мергелей до гл 1338 м, в которой постепенно начинают появляться прослои известняков и доломитов. По описанию керна, в интервале 1299,30–1308,8 м залегают мергели доломитовые и известковистые пиритизированные серовато-темно-зеленые, от массивных до неясно-, горизонтальнослоистых с прослоями известняков и доломитов микрофитолитовых.

В заключение можно отметить, что в составе паршинской свиты присутствует пирокластический материал. Геохимические коэффициенты, посчитанные по Юдовичу и предоставленные Бычковой Н.А., наряду с литологическими данными также предполагают наличие туффитов (значения фемического модуля равны 0,21–0,31), причем в разрезах не только скважины Чк-367, но и в Чк-279, что удивительно, но объяснимо, так как, возможно, пирокластический материал, попадая в карбонатный ил, быстро преобразовывался до полного исчезновения первичного облика.

Литература

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с.

Мигурский А.В., Старосельцев В.С., Мельников Н.В., Рябкова Л.В. Опыт изучения Чайкинского поднятия — крупного объекта нефтегазопроисхождения работ на Сибирской платформе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 4. С. 14–25.

Шванов В.Н., Фролов В.Т. и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Шемин Г.Г., Терлеев А.А., Постников А.А. Особенности строения разреза вендско-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы, вскрытых Чайкинской параметрической скв. 279 // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2011. № 4 (8). С. 21–29.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| <i>Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И.</i> Опыт литофациальных исследований при доразведке нефтеносных Восточно-Каменной и Потанайской площадей Западной Сибири..... | 3 |
| <i>Ким Н.С., Меленевский В.Н.</i> Использование пиролиза для оценки нефтегазогенерационного потенциала мезозойских отложений восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба..... | 6 |
| <i>Китаева И.А., Кузнецов А.С.</i> Закономерности распределения и условия формирования пород-коллекторов в осинском горизонте в сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы (на примере Талаканского месторождения)..... | 10 |
| <i>Ковальчук М.С., Крошко Ю.В., Сукач В.В.</i> Литология и золотоносность мезозой-кайнозойских аллювиальных отложений центральной части Украинского щита..... | 13 |
| <i>Козина Н.В.</i> Минеральный состав современных донных осадков Каспийского моря..... | 16 |
| <i>Кокин А.В.</i> Литолого-геохимическое картирование осадочных бассейнов с целью определения возможных источников рудообразования..... | 19 |
| <i>Кокшина Л.В.</i> Наложенный катагенез палеозойских граувакк боровской (юго-запад Западной Сибири) и магнитогорской (Южный Урал) структур..... | 23 |
| <i>Колокольцев В.Г., Маслов А.Т.</i> Мумиё глазами литолога..... | 27 |
| <i>Колокольцев В.Г., Никитин М.Ю., Ковалевская Е.О.</i> Очаги современного континентального карбонатакопления в окрестностях Санкт-Петербурга..... | 31 |
| <i>Коломиец В.Л.</i> Литологическая характеристика отложений и обстановки седиментации геoarхеологического объекта «Каменка» (Западное Забайкалье)..... | 35 |
| <i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Палеообстановки седиментации четвертичных осадков Убукуно-Оронгойской впадины (Западное Забайкалье)..... | 38 |
| <i>Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А., Ескин А.А.</i> Различные типы окремнения в нефтеносных карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона (на примере месторождений нефти Республики Татарстан)..... | 42 |
| <i>Компанец Г.С., Ковальчук М.С., Константиненко Л.И., Фигура Л.А., Шестаков О.Ю.</i> Диагенетическая меденосность верхнеюрской красноцветной терригенной субформации Преддобруджинского прогиба..... | 45 |
| <i>Коржнев В.Н.</i> Условия формирования девонских вулканогенно-осадочных отложений Горного Алтая..... | 48 |
| <i>Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Гордина Р.И.</i> Регенерационная и коррозийная альбитизация в терригенных коллекторах — основа выделения нефтегазоперспективных участков (Западная Сибирь)..... | 53 |
| <i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i> Гидротермальные титанистые минералы в терригенных коллекторах — показатель бесперспективности их нефтегазоносности (Западная Сибирь)..... | 58 |
| <i>Королев Э.А., Морозов В.П., Кольчугин А.Н., Ескин А.А.</i> Флюидный метасоматоз в каменноугольных карбонатных отложениях Республики Татарстан..... | 63 |
| <i>Космынин В.А.</i> Литофациальная модель нефтеносных отложений колганской толщи южной части Оренбургской области..... | 67 |
| <i>Костюк А.В., Генералова Л.В., Деревская Е.И.</i> О кальциренитах яремчанского горизонта (Скибовая зона Карпат)..... | 70 |
| <i>Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В.</i> Геохимия терригенных и туфогенных метаосадков калевиа Ладожского региона..... | 72 |

| | |
|---|-----|
| <i>Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г.</i> Изотопный состав С и О в карбонатных отложениях венда – низов кембрия центральных районов Сибирской платформы | 75 |
| <i>Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И.</i> Детритовые цирконы из рифейских и вендских отложений центральных и северо-восточных районов Сибирской платформы | 79 |
| <i>Кошелева В.А., Сергеева Э.И.</i> Особенности геологии и седиментогенеза на Восточно-Приновоземельском-1 лицензионном участке, расположенном в юго-западной части Карского моря..... | 83 |
| <i>Кошелева В.А., Сергеева Э.И.</i> Особенности седиментогенеза на Восточно-Приновоземельском-2 лицензионном участке, расположенном в юго-западной части Карского моря | 86 |
| <i>Кошелева В.А., Сергеева Э.И.</i> Особенности геологии и седиментогенеза на Южно-Русском лицензионном участке, расположенном в юго-восточной части Баренцева моря (Печорское море) | 89 |
| <i>Кравченко Г.Г.</i> Цикличность строения васюганского горизонта по данным исследований керн (на примере юго-востока Западной Сибири) | 92 |
| <i>Кравчишина М.Д., Лисицын А.П., Ключиткин А.А., Филиппов А.С., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Дара О.М., Шевченко В.П.</i> Концентрация и вещественно-генетический состав взвеси Белого моря..... | 97 |
| <i>Кривоногов С.К., Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А.</i> Стратиграфия и возраст сапропелей в озерах юга Западной Сибири..... | 102 |
| <i>Крибари Г.А., Рахматулина Ю.Ш.</i> Перколяционные эффекты при постседиментационных процессах образования минералов в осадочных породах..... | 105 |
| <i>Крупенин М.Т., Ковалёв С.Г.</i> Фоновые и аномальные концентрации микроэлементов в карбонатных породах и стратиформных рудах типового разреза нижнего и среднего рифея..... | 109 |
| <i>Кудаманов А.И., Потапова А.С., Королёв Е.С.</i> Обстановки седиментации пограничных отложений «баррем-аптского» возраста Самотлорского месторождения..... | 113 |
| <i>Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Алексеев А.С., Реймерс А.Н.</i> Первые результаты U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнекембрийских песчаников брусовской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды | 118 |
| <i>Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А., Маслов А.В.</i> Обломочные цирконы из песчаников стратотипа рифея: первые результаты U/Pb LA-ICP-MS изотопного датирования | 122 |
| <i>Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В.</i> Возраст и обстановки седиментации базальных уровней «неопротерозойского» разреза Тейско-Чапского прогиба (северо-восточная часть Енисейского кряжа) | 125 |
| <i>Кузьмин В.К.</i> Геохимические и изотопно-геохимические характеристики позднемезозойских метатерригенных пород Западной и Восточной Камчатки — индикаторы источников питания и условий формирования протолита..... | 130 |
| <i>Кулешов В.Н., Махнач А.А.</i> Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{34}\text{S}$) карбонатных и сульфатных образований фаменской калиеносной субформации Припятского прогиба (Беларусь) ... | 135 |
| <i>Куликова В.В.</i> Галитовый и сильвиновый типы солей как возможные индикаторы составов разновозрастных морских бассейнов (на примере углеродсодержащих осадков — шунгитов юго-востока Фенноскандии)..... | 138 |
| <i>Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В.</i> Марганец в вулканогенно-осадочных породах палеопротерозойской Онежской структуры (юго-восток Фенноскандии)..... | 143 |

| | |
|---|-----|
| Куприн П.Н. Литогенетические зоны в разрезах донных отложений современных морей и океанов | 147 |
| Кутищева Е.В. Оценка гранулометрического состава альбских отложений территорий листов М-37-II (Кшенский) и N-37-XXXI (Малоархангельск)..... | 149 |
| Кущева Ю.В. К-AR изотопные системы глинистых пород ниже- и среднеюрского осадочного комплекса Восточного Кавказа (разрез Чанты-Аргун) | 152 |
| Лавренко Н.С., Конанова Н.В. Диагностика литотипов средневожских сланценосных отложений методом гамма-гамма каротажа | 155 |
| Лебединцева Е.Е., Шехирева А.М. Литологические особенности карбонатных пород-коллекторов фаменских отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции | 159 |
| Леин А.Ю. Биогеохимические процессы раннего диагенеза в современных отложениях морей Российской Арктики | 163 |
| Леин А.Ю., Ульянова Н.В. Преобразование взвеси в осадок (на примере Карского моря)..... | 166 |
| Леоненко Г.Н., Леоненко Е.В. Основы вещественно-энергетических представлений об изменении литологии нефтегазоносных толщ в истории осадочных бассейнов..... | 168 |
| Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А., Кривоногов С.К., Богуш А.А., Тихова В.Д. Биогеохимические особенности формирования сапропелей с различным генезисом органического вещества — планктонным и макрофитовым (на примере озер Сибирского региона) | 171 |
| Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Лобанов С.С., Будников И.В., Шелестов В.О., Николенко Е.И. Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы | 175 |
| Лисицын А.П. Седиментология XXI века | 178 |
| Лисицын А.П. Сравнительно-литологические исследования осадочного вещества геосфер Земли и донных осадков морей и океанов | 182 |
| Лихоман О.А. О связи сульфидных, сульфатных минералов с нефтегазоносностью | 185 |
| Ломтев В.Л. К строению и газоносности мезокайнозойского осадочно-траппового чехла котловины Тускарора (северо-западная Пацифика)..... | 189 |
| Лукашин В.Н., Новигатский А.Н., Ключиткин А.А., Дара О.М., Политова Н.В. Аэрозоли в приводном слое Каспийского моря..... | 193 |
| Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Новигатский А.Н., Мусаева Э.И., Дара О.М. Вертикальные потоки вещества в Каспийском море..... | 197 |
| Магидов С.Х. Влияние разработки нефтегазовых месторождений на литологические и петрофизические свойства горных пород и вероятность крупных геологических катастроф | 202 |
| Майдль Т.В., Даньщикова И.И. Литологические признаки тектонических деформаций карбонатных пород Адакской площади (гряда Чернышева)..... | 205 |
| Майсадзе Ф.Д. Формирование эоценовых «событийных отложений» южного склона Большого Кавказа | 209 |
| Макаров В.П. Некоторые новые эмпирические свойства угля..... | 213 |
| Макаров В.П. Особенности связей между компонентами мацеральных групп углей | 216 |
| Маленкина С.Ю. Мезозойские микробалиты и фосфоритообразование | 220 |
| Малиновский Ю.М. Биосферные ритмы — ансамбли эпох глобальных изменений..... | 225 |
| Малиновский А.И., Тучкова М.И. Минералого-литохимические критерии выделения | |

| | |
|--|-----|
| островодужных обстановок в палеобассейнах орогенных поясов Дальнего Востока России..... | 226 |
| <i>Мальков И.П.</i> Седиментационно-емкостное моделирование отложений осинского горизонта центральной и восточной частей Непского свода | 230 |
| <i>Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К.</i> Геохимия голоценового разреза сапропеля озера Большие Тороки (Новосибирская область)..... | 234 |
| <i>Мануковский С.В.</i> Особенности геологического строения аптского яруса на юго-западном фланге Латненского месторождения огнеупорных глин | 238 |
| <i>Марусин В.В.</i> Структура раннекембрийской ихнофации <i>Cruziana</i> из кессюсинской серии Оленекского поднятия | 242 |
| <i>Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф.</i> Синорогенные глинистые породы: химический состав и палеотектоника..... | 245 |
| <i>Маслов А.В., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л.</i> Геохимические особенности сырых нефтей Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь): новые данные | 249 |
| <i>Маслов А.В., Подковыров В.Н.</i> «Модель Кеннеди» и данные по составу верхнедокембрийских тонкозернистых обломочных пород Урала и Сибири..... | 253 |
| <i>Матвеев В.П.</i> Литогенетический анализ цикличности нижнекаменноугольных отложений на острове Северный архипелага Новая Земля | 257 |
| <i>Мачулина С.А.</i> Седиментологические, палеогеографические и палеогеоморфологические аспекты формирования визейской нефтегазоматеринской толщи Днепровско-Донецкой впадины..... | 261 |
| <i>Мельников М.Е.</i> Кобальтоносные марганцевые корки подводных гор океана. Современное состояние проблемы | 264 |
| <i>Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А.</i> Эволюция бассейнов осадконакопления коллизионной стадии развития Урала | 268 |
| <i>Мизенс Г.А., Санурин С.А.</i> Окислительно-восстановительные условия в придонной воде на изолированной карбонатной платформе (конец девона – начало карбона на востоке Урала) | 271 |
| <i>Милаш А.В.</i> Титановые россыпи нижнего франа юго-востока Воронежской антеклизы | 275 |
| <i>Минина О.Р.</i> Особенности режима осадконакопления девонских отложений Западного Забайкалья по данным анализа палинофаций..... | 278 |
| <i>Минюк П.С., Борходоев В.Я.</i> Геохимические индикаторы седиментационных и постседиментационных событий в озерах Северо-Востока России..... | 282 |
| <i>Миролюбова Е.С., Рекант П.В.</i> Минералогическая характеристика донных осадков и предполагаемый состав пород осадочного чехла поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)..... | 285 |
| <i>Мозолева И.Н.</i> Черносланцевые комплексы Таймыро-Североземельской складчатой области | 289 |
| <i>Морозов В.П., Ескин А.А., Королев Э.А., Кольчугин А.Н.</i> Методы исследования состава и структуры пород-коллекторов и интерпретация их результатов..... | 292 |
| <i>Московский Г.А., Гончаренко О.П., Ильин К.К., Свидзинский С.А.</i> О роли процессов высаливания на заключительных стадиях галогенеза (на примере Гремячинского месторождения сильвинитов)..... | 293 |
| <i>Мухер А.Г., Кулагина С.Ф., Пахомова Е.А.</i> Районирование баженовского горизонта по типам разреза в пределах Красноленинско-Фроловской зоны (Западная Сибирь) | 297 |

| | |
|---|-----|
| <i>Мятчин О.М.</i> Седиментационная модель непско-нижнетирских отложений Непского свода | 301 |
| <i>Немировская И.А., Монько А.Н.</i> Трансформация углеводородов в седиментационных процессах на геохимическом барьере река – море в Арктике | 304 |
| <i>Николаева В.М., Королев Э.А., Шиловский О.П., Воробьев В.В., Осин Ю.Н.</i> Биохемогенные структуры в алевритах среднеюрского возраста Ульяновско-Саратовского прогиба | 308 |
| <i>Никулова Н.Ю.</i> Постдиагенетические преобразования нижнепалеозойских терригенных отложений севера Урала | 311 |
| <i>Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В.</i> Типоморфные особенности рудных минералов как индикатор этапности формирования нижнепалеозойских конглобрекций (р. Малая Кара, Полярный Урал) | 313 |
| <i>Новигатский А.Н., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Ключиткин А.А., Кравчишина М.Д., Филиппов А.С., Политова Н.В.</i> Изучение вертикальных потоков осадочного вещества с помощью автоматических глубинных седиментационных обсерваторий в Белом море | 317 |
| <i>Новиков В.М., Бортников Н.С., Боева Н.М., Слукин А.Д., Жегалло Е.А., Жухлистов А.П., Соболева С.В.</i> Роль биоты в накоплении и преобразовании оксидов и гидроксидов железа в корках выветривания | 321 |
| <i>Новичкова Е.А., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы в современных осадках областей маргинальных фильтров Белого моря | 326 |
| <i>Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Маслов А.В., Серов П.А.</i> Петрогеохимические и изотопные свидетельства формирования терригенных отложений в островодужной обстановке (на примере Предивинского террейна Енисейского кряжа) | 330 |
| <i>Нургалиева Н.Г., Минибаев Н.Р., Ягудин Р.И., Ихсанов Н.А.</i> Распознавание фаций продуктивных пластов юрских и меловых нефтегазоносных отложений на основе комплекса каротажных и керновых данных | 333 |
| <i>Обровец С.М.</i> Седиментогенез в Припятском палеорифте зрелой фазы рифтогенеза | 334 |
| <i>Окнова Н.С., Коханова А.Н.</i> Особенности доманиковых отложений Тимано-Печорской провинции | 338 |
| <i>Оленова К.Ю., Постников А.В.</i> Проблемы типизации известняков в нефтегазовой литологии | 341 |
| <i>Омельченко О.В., Пошибаев В.В., Китаева И.А.</i> Роль рифей-венд-кембрийских цианобактериальных сообществ в формировании пород-коллекторов юга Сибирской платформы | 346 |
| <i>Осипова Е.П., Саэтгалеев Я.Х., Петрова Э.М.</i> Изучение влияния цеолитов на аккумуляцию и миграцию пластовых флюидов в образцах керна из юрских и неокомских отложений Ямальского НГР | 348 |
| <i>Осовецкий Б.М.</i> Нанозолото в осадочных породах | 352 |
| <i>Остроухов С.Б., Цыганкова В.А., Попова П.Ф.</i> Биомаркеры (кадален и ретен) юрско-меловых отложений Северного Каспия и возможности их использования при палеогеографических реконструкциях | 356 |
| <i>Парада С.Г.</i> Реконструкции состава и условий седиментации палеозойских черносланцевых комплексов Амура-Охотской складчатой области в связи с золотоносностью | 359 |
| <i>Парфенова Т.М., Меленевский В.Н.</i> Геохимия органического вещества синской свиты кембрия (юго-восток Сибирской платформы) | 363 |
| <i>Петров Г.А.</i> Признаки среднепалеозойской зоны скольжения в морфологии структур и в фациях осадочных толщ Центрально-Уральского поднятия на Северном Урале | 367 |

| | |
|--|-----|
| <i>Печенкин И.Г.</i> Эпигенетические процессы в краевых частях нефтегазоносных бассейнов..... | 370 |
| <i>Погребной В.Т.</i> Редкоземельные руды крандаллитового типа в эпигенетически изменённой коре выветривания карбонатитов Новополтавского массива (Украинский щит, Приазовье)..... | 375 |
| <i>Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Граунов О.В.</i> Литогеохимия аргиллитов венда Непско-Жуинской зоны | 378 |
| <i>Поднебесных А.В.</i> Особенности формирования цеолитов в нижнемеловых отложениях юга Гыданского полуострова..... | 382 |
| <i>Подобина В.М., Татьянин Г.М.</i> Время и условия формирования нарымского железорудного горизонта Западной Сибири | 386 |
| <i>Политова Н.В., Артемьев В.А., Зернова В.В.</i> Взвесь в западной Атлантике в октябре – ноябре 2008 года | 389 |
| <i>Попов А.Ю., Соболев Е.С., Ядренкин А.В.</i> Литолого-фациальный анализ триасовых отложений Кряжа Прончищева (Средняя Сибирь)..... | 394 |
| <i>Постникова О.В., Постников А.В., Сивальнева О.В.</i> Разномасштабные исследования в литологии как основа геологического моделирования | 397 |
| <i>Предтеченская Е.А.</i> Минералогические аномалии как индикаторы процессов флюидомиграции в юрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирской плиты..... | 400 |
| <i>Прозорова Г.Н.</i> Моделирование песчаных тел-ловушек УВ в полифациальном пространстве карбона Северо-Донбасского НГР | 405 |
| <i>Пронина Н.В.</i> Углететрографические исследования органического вещества нижнепалеозойских отложений. Проблемы | 408 |
| <i>Пустыльников В.В., Иванова Н.А., Потлова М.М., Ефременкова В.В., Солоникова А.В.</i> Туфогенно-осадочная толща паршинской свиты Чайкинского поднятия (Сибирская платформа)..... | 412 |