



ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕВРАЗИИ И ШЕЛЬФОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

**Материалы IX Всероссийского литологического совещания
(с международным участием)**

Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ
И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ОНЗ РАН
КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ПУБЛИЧНОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ТАТНЕФТЬ»

***ЛИТОЛОГИЯ
ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ
ЕВРАЗИИ И ШЕЛЬФОВЫХ
ОБЛАСТЕЙ***

Материалы IX Всероссийского литологического совещания
(с международным участием)

Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.



КАЗАНЬ
2019

УДК 552.5
ББК 26.31
Л64

Главный редактор
Д.К. Нургалиев

Ответственные редакторы:
Ю.О. Гаврилов, Р.Х. Сунгатуллин, Р.Р. Хасанов

Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей:
Л64 материалы IX Всероссийского литологического совещания
(с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.). –
Казань: Издательство Казанского университета, 2019. – 566 с.

ISBN 978-5-00130-206-3

В настоящем сборнике рассмотрены достижения и современные проблемы литологии, возможности новых методов расчленения и корреляции осадочных отложений, закономерности размещения и технологии прогноза и поиска полезных ископаемых в осадочных толщах.

Все материалы опубликованы преимущественно в авторской редакции.

Проведение совещания и публикация материалов осуществлены при финансовой поддержке ПАО «Татнефть».

УДК 552.5
ББК 26.31

ISBN 978-5-00130-206-3

© Издательство Казанского университета, 2019
© Геологический институт РАН, 2019
© Гаврилов Ю.О., фото на обложке, 2019

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ДВИНСКОМ ЗАЛИВЕ БЕЛОГО МОРЯ ПО МАТЕРИАЛАМ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.А. Агафонова^{1,2}, Е.И. Полякова¹, Е.А. Новичкова²

¹Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова», Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия

Исследование диатомовых водорослей позволяет решать широкий круг вопросов, связанных с реконструкцией палеогеографических событий [5]. Вместе с современными методами датирования диатомовый анализ позволяет устанавливать многие детали истории развития природной среды, существенно обогащая имеющиеся ранее представления. В данной работе приводятся результаты диатомового анализа колонки отложений из центральной части Двинского залива.

Колонка 6042 была отобрана с помощью трубки большого диаметра в центральной части Двинского залива, на глубине 61 м в рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2006 г. сотрудниками ИО РАН. В ней мощность толщи сероцветных пелитовых осадков достигает 460 см. По детриту раковин моллюсков был установлен возраст пяти образцов методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS ¹⁴C) в Лаборатории радиоуглеродных исследований в г. Познань [4].

Диатомовые водоросли изучены в 45 образцах с интервалом опробования 10 см. Техническая обработка образцов для диатомового анализа проводилась по стандартным методикам [3] в лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН. Видовые определения диатомей в препаратах осуществлялись с помощью микроскопа JENAVAL (Carl Zeiss) при увеличении в 1000 раз.

Нижняя часть колонки 6042 (центральная часть Двинского залива) характеризуется относительно низкими концентрациями диатомей (до 40 тыс. створок на грамм сухого осадка) и низким таксономическим разнообразием (всего 7 видов), которые характерны для раннеголоценовых (пребореальных и бореальных) отложений Двинского залива [1, 2, 6]. Основными компонентами диатомовых комплексов являются морские и солоноватоводно-морские - *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve и *Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg, а также бентосные вид *Amphora proteus* Gregory. В интервалах 380-430 см и 440-460 диатомовых водорослей не обнаружено. Также до глубины 2,90 м диатомеи полностью отсутствуют.

Максимальные концентрации диатомей характерны для отложений атлантического времени. Преобладают морские и солоноватоводно-морские диатомовые водоросли (45 видов) в изобилии (от 56 до 90%), представленные планктонными и меропланктоническими видами (*Paralia sulcata*, *Thalassiosira angulata* (Gregory) Hasle и др.). Единичные створки *Meridion circulare* (Greville) Agardh, свидетельствующие о привносе речных вод, характерны для суббореальных отложений. Наблюдается постепенное увеличение доли тепловодных видов от осадков суббореального времени к субатлантическим. В то же время пресноводные виды появляются в значительных количествах в составе диатомовых комплексов верхней части колонки.

Полученные результаты диатомового анализа отложений колонки позволяют выделить две стадии формирования осадков. Первая стадия соответствует переходному этапу от ледниково-морских к морским условиям осадконакопления. По данным AMS ¹⁴C датирования [2] и корреляции отложений с другими колонками морских осадков Белого моря эту стадию можно отнести к пребореальному и

бореальному времени (11,5-8,6 тыс. кал. л. н.). Практически полное отсутствие диатомей в нижней части разреза может свидетельствовать о низкой продуктивности существовавшего тогда сильнораспресненного морского залива. В конце раннего голоцена началась вторая морская стадия формирования осадков. Максимальные концентрации диатомей в осадках атлантического времени свидетельствуют о повышении продуктивности вод, связанной с трансгрессией. Увеличивающееся количество неритических и панталассных видов свидетельствуют об установлении устойчивой связи Белого моря с Баренцевым. Постепенное увеличение доли тепловодного вида *Coscinodiscus radiatus* позволяет сделать вывод об улучшении климатической обстановки, начиная с атлантического времени.

Таким образом, изучение изменений в составе диатомовых ассоциаций датированных методом AMS ^{14}C отложений центральной части Двинского залива позволило восстановить смену седиментационных обстановок и выявить особенности изменения гидродинамического режима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джиноридзе Р.Н. Результаты применения диатомового анализа для донных осадков Белого моря / Р.Н. Джиноридзе // Тезисы докладов совещания «Вопросы геоморфологии и геологии антропогена северо-европейской части СССР». – Апатиты, 1972. – С. 26-28.
2. Джиноридзе Р.Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене: автореф. дис. ... канд. биол. наук. / Р.Н. Джиноридзе. – Л., 1971. – 23 с.
3. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). – Л.: Наука, 1974. – Т. I. – 403 с.
4. Новичкова Е.А. Новые данные по истории развития Двинского залива Белого моря в голоцене / Е.А. Новичкова, Л.Е. Рейхард, А.П. Лисицын, А.Е. Рыбалко, А. де Вернал // ДАН. – 2017. – Т. 474. – № 3. – С. 365-369.
5. Полякова Е.И. Диатомовый анализ / Е.И. Полякова // Методы палеогеографических реконструкций: под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. – М., 2010. – С. 126-154.
6. Полякова Е.И. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря / Е.И. Полякова, Е.А. Новичкова, А.П. Лисицын, Х.А. Баух, А.Е. Рыбалко // ДАН. – 2014. – Т. 454. – № 4. – С. 467-472.

О СОСТОЯНИИ И СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ НЕКОТОРЫХ ПРИЕМОВ И МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

В.П. Алексеев

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Изучение терригенных комплексов, включающих углеводородные ресурсы, принято относить к *нефтегазовой литологии*. Не умаляя очевидные достижения и постоянный прогресс в многоплановых исследованиях, проводимых в данной области, остановимся на нескольких моментах, которые, на наш взгляд, тормозят и в разной степени обедняют имеющиеся достижения.

1. При изучении терригенных пород особенно важна граница, по которой разделяются песчаники и алевролиты (в грубом приближении «коллектор/не коллектор»). В «упрощенном» виде она принимается за 0.1 мм; в уточненном – 0.05 мм, с выделением в диапазоне 0.1-0.05 мм тонкозернистого песчаника (так называемая *десятичная* шкала). В то же время давно и убедительно показано преимущество *логарифмических* шкал при оценке распределения частиц, слагающих терригенные породы [1, 5]. В зарубежных исследованиях это исключительно шкала Ф («фи») с основанием логарифма 2 (более мелкие фракции выделяются как $1/2\Phi$ и $1/4\Phi$), в отечественных – шкала В.П.Батурина γ («гамма») с основанием логарифма 10. В первом случае граница между зернами песчаной и алевритовой размерности составляет 0.063 мм, во втором может приниматься как 0.063, так и 0.05 мм. При этом неудачно выглядит часто встречающееся выделение фракции 0.05-0.063 мм, при соседствующих 0.063-0.125 и 0.05-0.01 мм. Это заведомо искажает любые представления об истинном распределении размерности частиц, слагающих породу.

2. В продолжение «гранулометрической» темы укажем на ограниченность использования *коэффициента Траска* (S) при оценке сортированности породы. Будучи определяемым как соотношение 75% и 25% квартилей, данный показатель вполне употребим при изучении достаточно хорошо сортированных объектов. Однако при полимодальном, и особенно – бимодальном распределении частиц он существенно завышает истинные значения, что хорошо проиллюстрировано С.И.Романовским [5] и дополнено нами [1]. Для достоверного расчета коэффициента сортировки следует использовать *метод моментов*, реально отражающий соотношение измеренных частиц.

3. К настоящему времени широкое распространение получило схематическое изображение *направленности* изменения гранулометрической размерности частиц, слагающих крупные слои и особенно – слои комплексы, в виде равнобедренных треугольников. Вероятно, впервые это сделано Т.Эллиотом в статье [7]. «Треугольное» изображение закономерностей в строении осадочных (преимущественно терригенных) толщ получило широкое развитие в сейсмической стратиграфии, где выделяемые указанным выше образом *циклиты* по сути синонимизируются с *парасеквенсами* (parasequence). Под ними понимается последовательность генетически связанных слоев, с обычной толщиной от первых метров до (чаще) первых десятков метров и хорошо распознаваемых на каротажных диаграммах. Данная цикличность весьма привлекательна простотой своего выделения, наглядностью и достаточно высокой разрешающей способностью при корреляции. В то же время чрезмерное упрощение, или «механизирование» (по образному определению Ю.А.Жемчужникова) выделяемых указанным способом

циклитов (парасеквенсов) делает эту методологию весьма ограниченной и отчасти спорной [1].

4. В нефтегазовой литологии традиционно преобладают т.н. дистанционные методы изучения осадочных тел и их последовательностей, что определяется малым количеством отбираемого керна. Центральное место здесь занимают *геофизические исследования скважин* (ГИС) или каротаж (см. выше), использующиеся и для определения обстановок осадконакопления или фаций [2]. Остановимся на двух аспектах, которые, как нам представляется, следует учитывать при выполнении работ.

4а. Методология В.С.Муромцева, разработанная для юрских отложений Мангышлака, ориентируется на слои повышенной толщины (более 2 м и зачастую 10-15 м) [2]. Тем самым они приближаются к циклитам или парасеквенсам (см. выше), что нарушает принцип иерархичности в строении осадочных толщ.

4б. В основных таблицах работы [2] приведены характеристики 14 континентальных и прибрежно-морских фаций, *кроме дельтовых*. В связи с этим, многие последователи данной методики заведомо «оставляют за кадром» подводно-дельтовые песчаники.

5. При определении и характеристике фациального состава отложений в качестве эталона чаще всего принимаются две работы, опубликованные в переводе на русский язык [3, 4]. Отметим здесь два аспекта, которые следует иметь в виду.

5а. Повышенное внимание к отложениям прибреговой части бассейнов (профиль Г.-Э.Рейнека, дополненный рядом исследователей) может приводить к нераспознаванию песчаных конусов выноса дельт. (Это усугубляется мотивами, изложенными в п. 4б.)

5б. Нередко, вслед за многими зарубежными исследователями, некритически используется метод актуализма, что заключается в прямом переносе представлений о современном осадконакоплении на обстановки удаленного прошлого. Недостатки такого *униформистского* подхода ярко разобраны В.Т.Фроловым [6] и повторены нами [1].

Подводя итоги разноплановым и разноуровневым вопросам, отметим, что в какой-то степени они бесспорны (преимущество логарифмических шкал и расчета сортированности частиц методом моментов: см. пп. 1, 2), в какой-то – дискуссионны (небесспорная значимость «треугольниковой цикличности»: см. п. 3), а в какой-то – являются своего рода «призывом к совершенствованию»: см. «фациальные» пп. 4, 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Седиментологические основы эндолитологии / В.П. Алексеев, Э.О. Амон. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2017. – 476 с.
2. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа / В.С. Муромцев. – Л.: Недра, 1984. – 260 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации: пер. с. англ. / под ред. Х.Г.Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.; Т. 2. – 384 с.
4. Рейнек Г.-Э. Обстановки терригенного осадконакопления: пер. с. англ. / Г.-Э. Рейнек, И.Б. Сингх. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
5. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии / С.И. Романовский. – Л.: Недра, 1977. – 408 с.
6. Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 128 с.
7. Elliott T. Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas / T. Elliott // J. geol. Soc. Lond. – 1976. – V. 32. – № 2. – P. 199-208.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ: КАЛЬКИРОВАНИЕ ИЛИ ДИФфуЗИЯ ИДЕЙ?

В.П. Алексеев¹, Э.О. Амон², С.О. Зорина³, О.С. Чернова⁴

¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

²Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, Москва, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

⁴Томский национальный политехнический университет, Томск, Россия

Новые знания и технологии распространяются в социуме самыми разнообразными путями и средствами. В целом, согласно Д. Даймонду [2, с. 345], возможные способы передачи инноваций образуют спектр, ограниченный двумя пределами. Один из них – это прямое копирование или *калькирование*, другой – *диффузия идей и инноваций*. Калькирование (от фр. *calque* «копия») предполагает, что полученный и готовый во всех деталях проект копируется целиком или с поправками. Диффузия идей означает, что получен только самый общий первичный посыл и далее приходится додумывать и дополнять все детали самостоятельно. Прием калькирования наиболее известен в лингвистике, лексикологии и переводоведении, где означает заимствование иноязычных слов, выражений, фраз буквальным переводом соответствующей языковой единицы. Диффузия идей определяется как процесс, посредством которого инновации в течение времени передаются через определенные каналы среди членов социальных систем; эта теория объясняет как, почему и с какой скоростью новые идеи и технологии распространяются в различных обществах и их ячейках [7].

Понятие «фация» впервые введено и использовано А.Грессли почти 200 лет назад (1838-1840 гг.). Будучи изначально неоднозначным, в последующем его определение получило множество разных толкований [1 и др.]. Подобная множественность трактовок является признаком несомненной диффузии идей. Вместе с тем, естественное и постоянное стремление специалистов к максимально возможной унификации приемов и методов исследований (в пределе – так называемая «математизация геологии») обуславливает «объективизацию» определения понятия «фация» с целью его однозначного воспроизводства на исследуемых объектах. Последнее является уже признаком принципа калькирования, соответствуя его духу соблюдения точности копий. Подобное двойственное взаимоотношение существенно различающихся подходов в схематическом виде наглядно отражено на треугольнике, являющемся излюбленной фигурой в литологических исследованиях (см. рис.).

Главным в приведенной схеме является не противопоставление, а согласование подходов. При этом, отталкиваясь «от противного», отметим, что исключительное калькирование (т.е. снятие копии в буквальном смысле) выхолащивает иноязычные термины *s.str.* и размывает, искажает исходные понятия *s.l.* Для нефтяной геологии это хорошо показано в работе [4] на примерах терминологии, связанной с трудноизвлекаемыми запасами, а непосредственно для обстановок осадконакопления – в сопоставлении англо- и русскоязычных терминов [5]. Что касается диффузии идей, то безграничный перебор всевозможных вариантов заведомо субъективистских гипотез может привести к «жонглированию» ими, и, в итоге, к принципиально непроверяемым построениям.

Применительно к современным представлениям сейсмической стратиграфии изложенное выглядит следующим образом. Визуализацию тектоно-эвстатического режима в осадочном бассейне часто представляют в виде случайных комбинаций эвстазии, вертикальных тектонических движений и объема поступающего осадочного материала [6]. При этом статические секвенс-стратиграфические модели не обеспечивают перманентного наблюдения за изменением литологического

строения моделируемого разреза. Задачу получения непрерывной информации о многофакторной толще решает литолого-батиметрическое временное моделирование [3], при котором калькирование эвстатических и тектонических циклов сочетается с диффузией их форм, амплитуд, фаз, частот, синхронности, длительности и других свойств во времени.

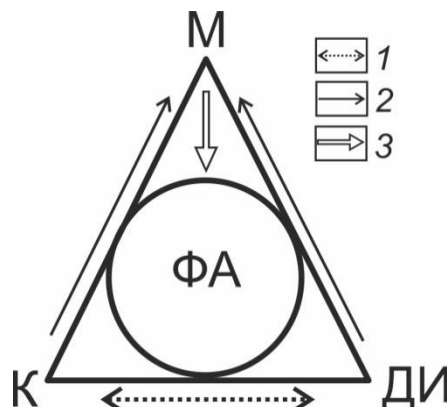


Рисунок. Схема оптимизации фацеального анализа (ФА) в свете калькирования и диффузии идей: К – калькирование, ДИ – диффузия идей, М – моделирование. 1–3 – соотношение и последовательность исследований: 1 – взаимодополняемость, 2 – последовательность, 3 – проверка (верификация)

Таким образом, вынесенный в заголовок вопрос имеет положительное решение во взаимном дополнении двух рассматриваемых подходов. Это позволяет отстраивать адекватные геологические модели, подлежащие проверке (верификации) новым материалом, и детализируемые по мере его поступления и меняющихся задач, что полностью вписывается в основные представления о фацеальном анализе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Седиментологические основы эндолитологии / В.П. Алексеев, Э.О. Амон. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2017. – 476 с.
2. Даймонд Д. Ружья, микробы и сталь: история человеческих сообществ / Д. Даймонд. – М.: АСТ, 2018. – 768 с.
3. Зорина С.О. Юрские - палеогеновые осадочные последовательности востока Русской плиты: тектоно-эвстатический анализ, секвенс-стратиграфия, фацеальные трансформации и полезные ископаемые / С.О. Зорина. – М.: Книжный перекресток, 2012. – 192 с.
4. Нефть и газ низкопроницаемых сланцевых толщ – резерв сырьевой базы углеводородов России. – СПб.: ВНИГРИ, 2014. – 323 с.
5. Чернова О.С. Обстановки седиментации терригенных природных резервуаров: учебное пособие / О.С. Чернова. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2011. – 108 с.
6. Catuneanu O. Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. In: Montenari M. (Ed.) Advances in Sequence Stratigraphy / O. Catuneanu // Stratigraphy & Timescales. – 2017. – V. 2. – P. 1-57.
7. Rogers E. Diffusion of Innovations / E. Rogers. – New York: Free Press of Glencoe, 1962. – P. ix. 367.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МИШИХИНСКОМ ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ: ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А. Аль Хамуд¹, С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.Ф. Трегуб³,
В.Л. Коломиец⁴, Р.Ц. Будаев⁴

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

⁴Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Во впадинах Байкальской рифтовой зоны тонкообломочные осадочные отложения угленосной танхойской свиты сменяются грубообломочными отложениями охристой ановской свиты, что отражает среднеплиоценовую смену медленных раннеорогенных (добайкальских) неотектонических движений быстрыми позднеорогенными (новобайкальскими). Раннее развитие рельефа и осадконакопление в рифтовой зоне, однако, остается слабо изученным. Время начала погружения рифтовых впадин не определено. По наиболее древним эоценовым отложениям, вскрытым скважиной в дельте р. Селенга на глубине 3200 м, допускалось начало погружения впадины Южного Байкала уже в палеоцене [1]. Однако палеоценовых отложений в береговых обнажениях и скважинах до сих пор не известно, хотя пограничные слои мела-палеогена характерны для Селенгино-Витимского и Предбайкальского прогибов [3].

Одна из ключевых территорий для решения спорных вопросов эволюции рельефа – Танхойское третичное поле южного побережья Байкала – представляет собой тектоническую ступень шириной до 8 км, протянувшуюся на 80 км между хр. Хамар-Дабан на юге и субаквальной частью Южнобайкальской впадины – на севере. На этой ступени покоятся третичные отложения, возраст которых, как предполагалось [1], не должен быть древнее среднеолигоценового. Этот возраст определялся по составу спор и пыльцы в «синих глинах», залегающих в основании разреза. Литологические и палинологические исследования отложений нового опорного разреза Мишиха выявили более древние слои, совмещенные в едином разрезе с уже известными стратонами верхнего кайнозоя: танхойской и ановской свитами [2].

Мишихинский разрез был вскрыт при проходке федеральной трассы в 2014 г. на правобережье р. Мишиха в расчистках северного и южного бортов дороги. Для отложений обеих расчисток определены литологически выдержанные слои с характерными для них содержаниями петрогенных оксидов и микроэлементов. В отложениях каждого слоя проведены палинологические исследования. В северном фрагменте Мишихинского разреза выделено 3 пакета дотанхойской толщи (эоцен-олигоцен), три пакета танхойской свиты (миоцен) и переходный пакет верхнего олигоцена–нижнего миоцена. В южном фрагменте обозначено 2 пакета дотанхойской толщи и 2 пакета танхойской свиты. Отложения смяты в складки, размыты и перекрыты четвертичными валунными галечниками.

Интегральный эффект экзогенного преобразования осадочного материала в каждом слое определен по значениям химического индекса выветривания (CIA, Chemical Index of Alteration) [4]. Для пород охристой ановской свиты верхнего плиоцена-эоплейстоцена разных территорий получен интервал низких значений CIA (61–72). В алевро-песчаном наполнителе четвертичных валунных галечников разреза Мишиха значения CIA составляют более узкий интервал (61–67). Для пород

угленосной танхойской свиты нижнего миоцена в гипостратотипе Половинка [2] определен интервал повышенных значений CIA (73–78). В Мишихинском разрезе различается материал слабого выветривания (CIA=61–67), умеренного выветривания (CIA=68–75) и сильного выветривания (CIA=78–90). Сплошной сильно выветрелый материал представлен только красноцветными отложениями слоя верхнего эоцена. Другие слои обнаруживают заметные вариации значений CIA.

В осадочных породах слоев с «синими глинами» верхнего олигоцена и верхнего миоцена сочетаются сильно и умеренно выветрелые породы. Общность источников материала этих разновозрастных стратонов обусловлена происхождением более древнего из них за счет позднеолигоценового размыва милонитов структурного шва фундамента Сибирского кратона с Южно-Байкальского протоподнятия (т.е. источник материала находился севернее Танхойского поля), а более молодого – за счет позднемиоценового смыва верхнеолигоценовых отложений «синих глин» с поднятия Хамар-Дабана (источник материала находился южнее Танхойского поля).

По результатам изучения нового опорного Мишихинского разреза, основываясь на литологической специфике отложений и корреляциях с отложениями разрезов сопредельных территорий, мы развиваем новую гипотезу о двух этапах развития рельефа в районе Южного Байкала, согласно которой 1) в эоцене и олигоцене на месте будущей Южно-Байкальской рифтовой впадины существовало протоподнятие, разделявшее Витимо-Селенгинский и Предбайкальский предгорные прогибы, и 2) погружение Южно-Байкальской рифтовой впадины с поднятием окружающих горных хребтов началось только в раннем миоцене.

Работа выполнена в рамках госзаданий по проектам Института земной коры СО РАН № 0346-2018-0004 с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье / Н.А. Логачев // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – С. 7–163.
2. Рассказов С.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, И.В. Лузина, Г.П. Черняева, И.С. Чувашова, М.В. Усольцева // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2014. – V. 5. – № 4. – P. 993–1032.
3. Чувашова И.С. Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм / И.С. Чувашова, А. Хассан, А. Аль Хамуд, С.Н. Коваленко, Н.А. Руднева, С.В. Рассказов // *Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*. – 2019. – Т. 27. – № 1. – С. 138–153.
4. Nesbitt H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Nature*. – 1982. – V. 299. – P. 715–717.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НЕФТЕНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ SAB (СИРИЯ)

Альхдер Абдальсалам, А.С. Борисов, Е.М. Нуриева

Казанский федеральный университет, Казань, Россия

Месторождение SAB было открыто в сентябре 1989 г. Оно входит в нефтегазоносную провинцию северо-востока Сирии [1]. Нефтеносная толща месторождения SAB включает в себя горизонты SERJ и MUS, сложенные терригенными породами. Достигнутый коэффициент извлечения нефти (КИН) на месторождении SAB в настоящее время составляет 38,7%.

Нефтеносный горизонт SERJ представлен песчаниками с чередованием глин, мощность горизонта колеблется в пределах от 45 до 150 м. По геологическим и петрофизическим характеристикам, горизонт SERJ разделен на два слоя: *Верхний SERJ* и *Нижний SERJ*. Нефтеносный слой Верхний SERJ сложен преимущественно аргиллитами, цвет которых меняется от светло- до темно-серого. Сейсмостратиграфический анализ интервалов временных разрезов, сопоставляемых с данным горизонтом, позволяет сделать вывод, что данные аргиллиты сформировались при осаждении в шельфовой низкоэнергетической обстановке.

Нефтеносный слой Нижний SERJ представлен чередованием аргиллитов, илистых песчаников, мелкозернистых и средне- крупнозернистых песчаников. Эти интервалы представляют собой осадки в более интенсивной трансгрессивной морской обстановке, о чем свидетельствует также более высокоамплитудный характер сейсмической записи.

Нефтеносный горизонт MUS, по данным исследований керна и каротажным диаграммам, представлен отложениями аргиллитов, илистых песчаников, и мелкозернистых песчаников.

Чистые песчаники встречаются, как правило, в флювиальных и эстуариевых руслах, а также в виде более мощных песчаных тел в дельтовых каналах [2, 3]. Образцы керна, отобранные из пласта MUS месторождения SAB, говорят об осадках речного пойменного или водосборного происхождения, на чье формирование повлияли относительно небольшие меандрирующие русла, заполненные преимущественно мелким песком, а также заиленные озера-старицы. Сейсмостратиграфический анализ интервалов временных разрезов, сопоставляемых с данным горизонтом, достаточно затруднен ввиду непредсказуемой геометрии меандрирующих русел, но в совокупности с корреляционным анализом каротажных диаграмм, позволяет предположить следующую седиментологическую модель осадконакопления горизонта MUS месторождения SAB (Рис.). Старые русловые каналы, а также каналы прорыва дельты в этом случае представляют собой идеальные ловушки углеводородов.

Выводы. Выработка оставшихся запасов нефти месторождения SAB во многом будет определяться местоположением эксплуатационных скважин относительно высокопористых русловых и дельтовых каналов в соответствии с седиментологической моделью осадконакопления.



Рисунок. Седиментологическая модель осадконакопления горизонта *MUS* месторождения *SAB*

ЛИТЕРАТУРА

1. Brew G. Tectonic and Geologic Evolution of Syria. Gulf Petro Link, Bahrain / G. Brew, M. Barazangi, A.K. Al-Maleh, T. Sawaf // *GeoArabia*. – 2001. – No 2. – P. 573-616.
2. Littke R. Hydrocarbon source rocks / R. Littke, D.H. Welte // Cambridge University Press. – 1992. – No 3. – P. 364-374.
3. Lovelock P. A review of the tectonics of the northern Middle East region / P. Lovelock // *Geological Magazine*. – 1984. – No 121. – P. 577-587.

АССОЦИАЦИИ РАДИОЛЯРИЙ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ – РАННЕГО МЕЛА СИБИРИ И ИХ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЯЗИ

Э.О. Амон¹, В.С. Вишневская^{1,2}

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

В северной половине срединной части громадного континента Евразии, начавшего приобретать свой современный облик приблизительно со средней юры и испытавшего в конце поздней юры новокиммерийскую эпоху орогенеза, выделяется бореально-арктическая область распространения радиолярий волжско-рязанского возраста (средний титон – берриас). В этой области различаются два региона – Западносибирский и Северосибирский. Первый охватывает значительные пространства Западной Сибири примерно в полосе широт от 58° до 66° с.ш.; здесь волжско-рязанские комплексы радиолярии обнаружены в керне многих скважин, вскрывших высокобитуминозную глинисто-кремнисто-карбонатную толщу баженовской свиты (горизонта) (Козлова, 1976а,б, 1983; Месежников, 1983; Баженовский..., 1986; Решение..., 2004 и мн. др.). Второй регион представлен районом с находками радиолярий средней-верхней волги и берриаса в обнажениях на арктическом побережье Средней Сибири на п-ве Нордвик, Анабарский залив моря Лаптевых (74° с.ш.), в которых радиолярии были обнаружены в глинистых породах и в конкрециях (Вишневская, Малиновский, 1995; Вишневская, 2001; Брагин, 2005, 2007, 2009, 2010; Амон и др., 2009а,б) [3]. В Северосибирский регион входит также район обнаружения берриаских радиолярий на арктическом побережье в западной части дельты р. Лены, Оленекский залив моря Лаптевых (73° с.ш.) (Вишневская и др., 2014).

В Западной Сибири в отложениях баженовской свиты в разное время выделялись от двух до четырех стратиграфически значимых комплексов радиолярий, в частности, Г.Э. Козлова распознавала 3-4 комплекса средней волги – берриаса, иногда под разными названиями [2]. Э.О. Амоном было предложено рассматривать три комплекса того же возрастного интервала [1]. В.С. Вишневская обосновала выделение пяти радиоляриевых биогоризонтов (снизу вверх): 1) *Parvicingula blowi*, низы среднего подъяруса волжского яруса или нижний титон; 2) *Parvicingula jonesi*, средний подъярус волжского яруса или средний титон; 3) *Parvicingula haeckeli*, верхний подъярус волжского яруса или верхний титон, возможно, включая низы берриаса; 4) *Parvicingula khabakovi* – *Williriedellum salymicum*, берриас, 5) *Williriedellum*, берриас [4, 5]. Возраст некоторых биогоризонтов подтверждается находками аммонитов и бухий (Панченко и др., 2015; Vishnevskaya, 2017) [4, 5].

Учитывая то обстоятельство, что в поздней юре Северный полюс находился в районе Баренцова моря, ассоциации радиолярий, обитавших в Западносибирском и Северосибирском регионах, следует признать средне-высокоширотными и типично бореальными. Высказывалось мнение о высокой степени их эндемичности и начительных отличиях от одновозрастных ассоциаций низких широт Мирового океана, в том числе тетических [3, с. 326]. Однако в систематических составах ассоциаций присутствуют таксоны, по которым можно проследить свободные палеобиогеографические связи с региональными фаунами радиолярий иных частей Океана.

Сходство по видовому составу и по палеоэкологическим характеристикам (наборы доминант, преобладающие типы устройства скелетов, моно- и мультициртидность, наличие игл, орнаментация и толщина стенки и др.)

Западносибирская ассоциация имеет с комплексами радиолярий из средневожского подъяруса Тимано-Печорской области и Среднего Поволжья. Район п-ова Нордвик и населявшая его в позднем титоне местная радиоляриевая фауна, по существу, являются фрагментом более общей палеобиохории радиолярий, занимавшей северную половину Западносибирского эпиконтинентального бассейна. Вероятно, Западносибирская ассоциация была сформирована вселенцами-мигрантами из кимеридж-титонской радиоляриевой фауны Тимано-Печорской области примерно так же, как и титонская ассоциация Среднего Поволжья (Вишневская, Пральникова, 1999). Фауна района дельты Лены, также как и всей Сибири и Тимано-Печорского региона, включая Мезень (Вишневская, 2000; Лыуров, Вишневская, 2000), обогащена тихоокеанскими элементами.

По наличию космополитных видов устанавливаются прямые связи Западносибирской и Северосибирской ассоциаций с ассоциациями Северного моря, Северной Калифорнии, Тихоокеанского обрамления России (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин), Сихотэ-Алиня, Японских островов и Северо-Западной Пацифики, возможно, Ломбардийского бассейна (север Италии, юг Швейцарии). Эти связи с названными районами и их акваториями, по сути, являются маршрутами обмена элементами региональных радиоляриевых фаун. Маршруты, по которым происходили миграции, пролегали от севера Сибири до Печорского бассейна и Среднего Поволжья Русской платформы, а также до района Северного моря, до акваторий Калифорнии и Орегона, частично Южной Европы (Италия, Франция, Швейцария), Востока России (Корякия, Камчатка, Сахалин), Японии и Приморья. Эти маршруты, по-видимому, были вызваны к жизни системой поверхностных течений, действовавшей в океанах Северного полушария в конце поздней юры, и обусловленных устойчивой атмосферной циркуляцией. Заметим попутно еще раз, что таксономическое разнообразие микрофауны радиолярий севера Сибири существенно возрастало за счет северотихоокеанской биоты (Vishnevskaya, 2010, 2017), что означает отсутствие физико-географических барьеров.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН (№ госрегистрации 0135-2019-0057), Программы ПИН, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00494).

ЛИТЕРАТУРА

1. Амон Э.О. Радиолярии в баженовской свите (волжский ярус, поздняя юра – начало раннего мела) Широкого Приобья, Западная Сибирь / Э.О. Амон // Ежегодник-2010 ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 3-8.
2. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). – Новосибирск: Наука, 1986. – 217 с.
3. Брагин Н.Ю. Радиолярии волжского яруса и нижнего берриаса разреза Нордвик (север Средней Сибири) / Н.Ю. Брагин // Эволюция жизни на Земле. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – С. 324-327.
4. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевых анализов / В.С. Вишневская // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – Екатеринбург: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. – С. 34–37.
5. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты (Западная Сибирь) по радиоляриям, наннопланктону и известковым диноцистам / В.С. Вишневская, М.А. Овечкина, М.А. Устинова // Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы: тр. XVII Всеросс. микропалеонтол. совещ. – М.: ПИН РАН, 2018. – С. 213–217.

ПЕРМСКИЙ СОЛЕНОСНЫЙ КОМПЛЕКС КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

М.П. Антипов¹, В.А. Быкадоров¹, Ю.А. Волож¹, Ю.А. Писаренко², Р.Б. Сапожников¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Нижневолжский НИИ геологии и геофизики, Саратов, Россия

Каспийский регион представляет собой тектонически активную седиментационную систему (мегабассейн). Её доминантным морфоструктурным элементом является глубоководная топодепрессия глубиной до 2 км. Другая особенность Каспийского региона в пермское время - приуроченность к экваториальному климатическому поясу и наличие солеродной провинции.

Обширная акватория, сообщающихся между собой котловинных и шельфовых морей, потеряла постоянную связь с океаном и стала изолированным внутриконтинентальным бассейном. Базис эрозии в кунгурско-казанское время неоднократно менялся. Размах его колебаний закономерно уменьшался во времени, по мере заполнения котловины осадками. В ледниковые эпохи кунгурского времени он достигал величины 1700 м, а в уфимско-казанское время - первые сотни метров. Колебания уровня базиса эрозии определили ритмику процесса накопления пермской соленосной формации.

Пермские отложения региона имеют сложное строение. Это обусловлено несколькими причинами: значительными (до первых километров) перепадами глубин осадконакопления; различной тектонической активностью источников сноса и их удаленностью; проявлением аномальных геодинамических, эвстатических и климатических процессов.

Конец артинского - начало кунгурского времени — это период экстремально низкого уровня моря в котловинах внутриконтинентальных и окраинных морей.

Значительные сложности в изучении соленосных отложений связаны с изменениями их первичной седиментационной структуры соляной тектоники — тектонокинезом и галокинезом. Галокинез проявился исключительно на территории Прикаспийской впадины, а соляной тектонокинез в пределах смежных с ней тектонически активных в это время структур.

Дисгармоничные структуры галокинеза характеризуются тем, что в них перемещение соляных масс определяется внутренними источниками сил, возникающими в соленосной толще в результате её реологического расслоения в ходе общего тектонического погружения региона. Для этих структур деформации в рельефе кровли соли не находят отображения в подсолевых горизонтах.

При построении стратиграфических схем соленосных формаций используются методы ритмостратиграфии. Однако, в силу очень интенсивных процессов соляной тектоники данные о ритмичности галогенной толщи, слагающей ядра соляных куполов мало информативны для решения стратиграфических задач. Внутри кунгура они позволяют условно оценить с какими ритмопачками внешней северо-западной прибортовой части впадины верхними или нижними связаны соли в ядрах куполов, и тем самым уточнить границы ареала обмелевшего бассейна с максимальной соленостью, обеспечившей кристаллизацию калийных и магниевых солей. Поэтому в Прикаспийской впадине и на её южном обрамлении стратификация отложений пермского соленосного комплекса остается ненадежной и многовариантной, даже у одних и тех же исполнителей.

С учетом имеющихся стратиграфических схем [4, 6, 7] и новых данных [1, 2] предлагается вариант местной шкалы, в основу которого заложен принцип сейсмостратиграфического расчленения разреза соленосной формации (рис.).

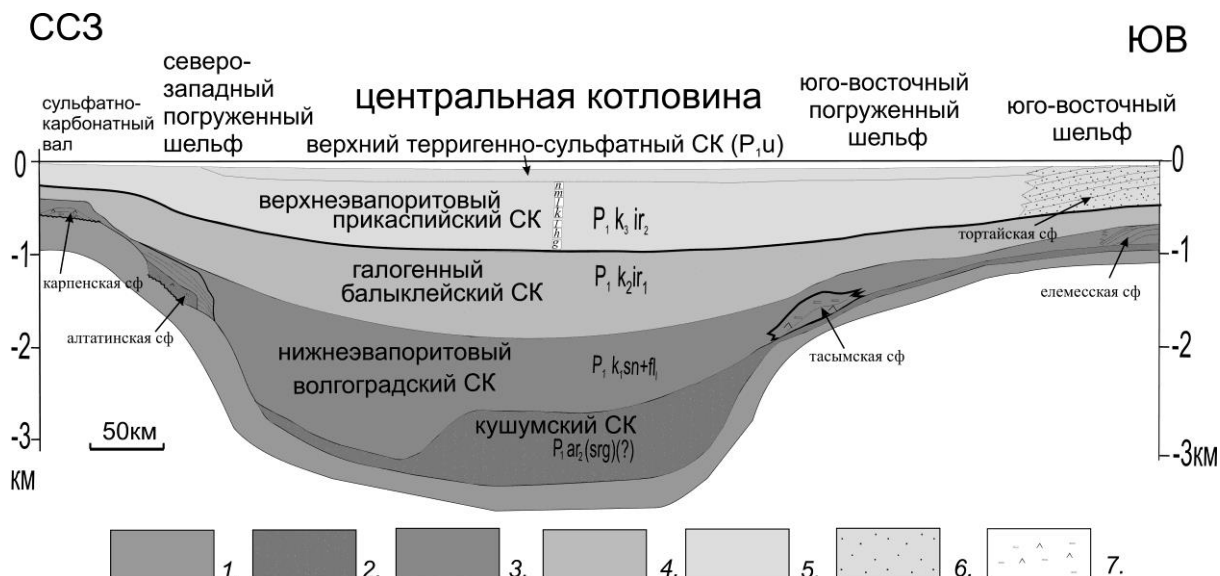


Рисунок. Тектоно-седиментационная модель строения кунгурской соленосной формации Прикаспийской впадины к началу уфимского времени.

1 - подсолевой доартинский сейсмокомплекс (СК), 2 - верхнеартинский (саргинский) терригенный СК (кушумский СК), 3 - волгоградский (саранинско-филипповский) нижний эвапоритовый СК, 4 – балыклейский (нижнеиреньский) галогенный СК, 5 - прикаспийский (иреньско-уфимский) верхнеэвапоритовый СК, 6 -терригенные отложения, 7 - сульфатно-карбонатные толщи (сейсмофации - СФ)

На временных разрезах соленосный комплекс выделяется между отражающими горизонтами P_1 и VI. Необходимо отметить, что галокинетические явления обусловили сложную морфологию соленосного комплекса. В Прикаспийском бассейне установлены многочисленные соляные купола, и межкупольные депрессии, часто бессолевого [3].

Весь соленосный разрез Прикаспийской впадины долгое время рассматривался как кунгурский. С накоплением материалов выяснилось, что соленакопление здесь происходило и в уфимско-казанское время, при этом ареал соленакопления уже в явно мелководных условиях охватил и Северный Устюрт [3].

Таким образом, по составу и особенностям строения соленосная формация разделяется на нижнюю кунгурскую, и верхнюю верхнепермскую толщи. Седиментационная мощность нижней толщи составляет 2500 –4000 м и состоит на 95% из каменной соли. Мощность уфимско-казанских соленосно-терригенных отложений достигает 2000 м, причем солевые прослои имеют подчиненное (до 30%) значение, а терригенные отложения имеют красноватую окраску.

При рассмотрении условий формирования мощных соленосных отложений следует учитывать несколько важных моментов и эмпирически установленных закономерностей. Прежде всего, в новейшее геологическое время нет аналогов огромным по площадям и мощностям ископаемым солеродным толщам, т.е. принцип актуализма в полной мере применить не удастся. Поэтому большинство исследователей соленосных комплексов уделяют основное внимание особенностям их строения, а условия образования, в частности глубины солеродных бассейнов трактуют по-разному.[4, 5, 7]

В Прикаспийской впадине в кунгурско-казанское время на площади более 0,5 млн. км² накоплено 3-6 км солей, в основном галита. Особенности строения этих отложений позволяют сделать выводы об условиях их формирования. К началу кунгура (саранинское время) связь Прикаспийского бассейна с океанами стала затруднительной, особенно на юге. На севере в пределах Пермского района в

нормально морских условиях отлагались известняки, местами рифогенные мощностью до 70 м. В филипповское время здесь накапливались уже доломиты (80 м), а в иренское время гипсы с 4 пластами известняков мощностью 5-15 м с фораминиферами при общей мощности 50-180 м. По периферии Прикаспийской впадины в саранинском горизонте среди известняков и доломитов появляются ангидриты и пачки галита (Карасальская моноклиналь). Филипповский горизонт здесь представлен ангидритами и доломитами, а иренский - внизу галитом с прослоями ангидритов, а сверху с прослоями калийно-магнезиальных солей.

В казанское время очередной подъем уровня океана и расширение Тиманского и Устьюртского проливов привел к возникновению в Прикаспийской впадине обширного мелкого моря. На севере здесь накапливались терригенно-карбонатные породы, а во впадине - сульфатно-соленосные. В татарское время на этих площадях шло накопление континентальной красноцветной толщи.

Проведено районирование Прикаспийского солеродного бассейна, выполненное в соответствии с особенностями строения его верхнеартино-кайнозойского разреза, и закономерностью размещения различных типов соляных структур.

Выявленные особенности позволяют рассматривать Прикаспийский регион как тектонотип солянокупольных областей, с которым следует сравнивать все остальные соленосные бассейны мира. Выбору Прикаспия в качестве тектонотипа солянокупольных бассейнов способствует также исключительно высокая степень геолого-геофизической изученности этого региона. Здесь, как нигде более, имеется исключительно полная информация о строении не только надсолевого и соленосного, но и подсолевого комплексов. Благодаря отмеченным обстоятельствам именно соляные структуры Прикаспия могут и должны являться объектами, на которых следует проверять различные геодинамические модели формирования соляных структур и разрабатывать концепции галокинеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов М.П. Особенности строения и нефтегазоносности надсолевого разреза Прикаспийской впадины / М.П. Антипов, Ю.А. Волож // Прикаспийская впадина: актуальные проблемы геологии и нефтегазоносности. – Атырау, 2012. – С.131-152.
2. Антипов М.П. Природа нефтегазолокализирующих объектов тасымского типа (Актюбинско-Астраханская зона поднятий) / М.П. Антипов, Ю.А. Волож, Б.М. Куандыков, М.С. Трохименко // Каспийский регион, проблемы строения и нефтегазоносности глубокозалегающих комплексов. – Алматы, 2015. – С. 81-92.
3. Волож Ю.А. Типы соляных структур Прикаспийской впадины / Ю.А. Волож, В.В. Липатова, В. Грошев, Т.А. Шишкина // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 41-55.
4. Деревягин В.С. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия / В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, В.И. Седлецкий и др. – Ростов: Изд-во Ростов. Ун-та, 1981. – 397 с.
5. Конищев В.С. Галокинез во вторичных соленосных толщах / В.С. Конищев, Ю.А. Волож, Б.О. Нурбаев // Докл. АН БССР. – 1990. – Т. 34. – № 8. – С. 736-739.
6. Писаренко Ю.А. Местные стратиграфические подразделения нижней перми Прикаспийского региона / Ю.А. Писаренко, Д.А. Кухтинов и др. // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2000. – Вып. 21. – С. 3-18.
7. Писаренко Ю.А. Стратиграфические, литолого-фациальные и структурные соотношения разновозрастных соленосных пород и их значение в проявлении процессов соляного тектогенеза в Прикаспийской впадине / Ю.А. Писаренко, В.Ю. Писаренко, М.Н. Дунаева // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2017. – Вып. 91. – С. 21-35.

ГЕНЕЗИС И СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ АНГАРСКИХ СКЛАДОК (НА ПРИМЕРЕ МОШАКОВСКОЙ СВИТЫ)

О.А. Антипова, О.В. Постникова

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

В вендских отложениях зоны Ангарских складок открыт ряд месторождений, в которых сосредоточены значительные запасы природного газа. К наиболее значительным относятся такие месторождения как Абаканское, Ильбокичское, Агалеевское.

Коллекторы вендских отложений мошакской свиты представлены комплексом терригенных пород, включающих песчаники разно-, крупно-, среднезернистые, реже песчаники мелкозернистые [1]. Эти породы отличает высокая степень изменчивости фильтрационно-емкостных характеристик, обусловленная частым переслаиванием в разрезах отдельных литотипов и интенсивным проявлением в них вторичных процессов.

Породы-коллекторы отложений мошакской свиты относятся к поровому и порово-трещинному типам.

Пустотное пространство в коллекторах представлено в основном межзерновыми порами, реже пустотами выщелачивания по карбонатному цементу и микропустотами в корродированных обломках калиевых полевых шпатов.

Границы межзерновых пустот могут быть извилистыми, а также иметь правильные изометричные формы в участках развития регенерации зерен. Пустоты выщелачивания как правило имеют сложную извилистую форму. Микропустоты в корродированных обломках калиевых полевых шпатов отмечаются редко, их размеры составляют 1-3 мкм.

Значения коэффициентов пористости (K_p) колеблются от 2-3% до 15-18%; значения коэффициента проницаемости ($K_{пр}$) по газу составляют от 0,001-0,002 мД до 12 мД – для порового коллектора, от 0,1 – 0,2 мД до 110-140 тыс. мД – для порово-трещинного коллектора.

Наиболее широко проявлены такие вторичные процессы как образование аутигенных минералов в пустотном пространстве, гравитационная коррозия обломочных зерен, их пластические деформации, интенсивное трещинообразование.

Самое значительное влияние на снижение значений K_p в гравийно-песчаных отложениях оказали процессы регенерации кварца, которая проявляется в частичном восстановлении формы его кристаллов. В некоторых прослоях регенерационные каемки почти полностью заполняют пустотное пространство песчаников. Формирование регенерационных каемок вокруг зерен кварца осуществлялось в несколько стадий. В некоторых песчаниках в среднем выделяется до 3-4 каемок регенерации.

В песчаниках с хорошей степенью сортировки регенерация кварца проявлена не так интенсивно, однако в результате относительно равномерного сдавливания обломочных зерен существенно уменьшаются размеры поровых каналов.

Следы интенсивной регенерации также отмечаются в прослоях, в которых содержится незначительное количество глинистого цемента.

На конформно-регенерационные каемки обломочного кварца часто бывают наложены структуры начального кристаллобластеза.

В песчаниках с низкой и средней степенью сортировки обломочного материала на контактах между крупными обломками часто отмечаются следы инкорпорации и микростилолитовые швы.

В остаточном пустотном пространстве часто наблюдаются аутигенные кристаллы кварца размером от 3-5 мкм до 200-300 мкм. Поверхность кристаллов кварца практически не изменена процессами гравитационной коррозии, что свидетельствует о более поздней их генерации. Сонахождение новообразованных кристаллов кварца с такими минералами как барит, целестин, гематит, позволяет предположить, что наиболее поздние процессы образования аутигенного кварца связаны с гидротермальными процессами.

Снижение значений коэффициента пористости обусловлено также процессами регенерации обломков калиевых полевых шпатов, однако процессы калишпатизации проявлены менее масштабно по сравнению с образованием регенерационных каемок кварца.

Аутигенные слюды весьма многочисленны в пустотном пространстве песчаников и гравелитов тасеевской серии. Новообразованные глинистые иллитовые чешуйки во-многом усложняют конфигурацию межзерновых пустот и уменьшают диаметр поровых каналов.

Аутигенные карбонаты представлены кристаллами доломита, анкерита, сидерита. Они частично либо иногда полностью заполняют остаточное пустотное пространство пород-коллекторов. Наиболее широко эти процессы развиты в породах, которые изначально обладали значительным объемом пустотного пространства.

Аутигенные сульфаты представлены ангидритом, баритом, целестином. Ангидрит обычно часто встречается вместе со вторичными карбонатными минералами.

Таким образом, при прогнозировании зон развития пород-коллекторов помимо фациального фактора необходимо учитывать интенсивность и направленность вторичных процессов, которые в отдельных случаях могут кардинально ухудшить коллекторские свойства пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Постникова О.В. Прогноз распространения коллекторов мошакской свиты венда в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы / О.В. Постникова, В.В. Пошибаев, О.А. Антипова, Ю.А. Духненко // Экспозиция. Нефть. Газ. – 2017. – № 4. – С. 14-18.

МОДЕЛЬ РОСТА И ОРГАНОМИНЕРАЛИЗАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ООИДОВ

А.И. Антошкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН имени академика Н.П. Юшкина, Сыктывкар, Россия

Исследовались карбонатные ооиды из восьми палеозойских разрезов Тимано-Североуральского региона. Использование электронной микроскопии с микрозондовым анализатором и рамановской спектроскопии идентифицировано в них органическое вещество, минерализованные микробные пленки, связанные с органоминерализацией, включая выделения продуктов жизнедеятельности бактерий – гликокаликс (EPS) и его минеральный состав.

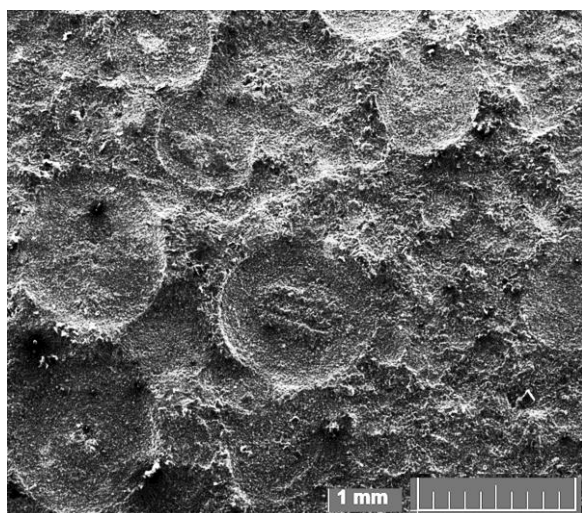
Карбонатные ооиды, включающие и классические оолиты, на протяжении всей истории Земли были значительными компонентами многих мелководных отложений, однако их абиотическое или биотическое происхождение широко обсуждалось и обсуждается. Они продолжают традиционно рассматриваться как абиотические зерна, образованные главным образом в суспензии подвижными теплыми водами, пересыщенными CaCO_3 . Некоторые исследователи, установив следы микробов в оболочках ооидов, считали, что они участвуют только в деструктивных процессах, изменяющих химию и минералогию ооидов. Результаты других исследователей участия микробов [3] показали их важность в генезисе ооидов, установив органическое вещество, биогеохимические следы, функциональные гены, связанные с микробной деятельностью, и высокий уровень микробного разнообразия.

При изучении магнезиально-кальцитовых оолитов, широко развитых в Каспийском море впервые сделано предположение об отложении сначала слоя аморфного карбоната кальция (АКК) при образовании каждого концентра, затем – постепенное образование микрокристаллов кальцита, расположенных по нормали к поверхности осаждения [1]. Более поздняя модель [4] объясняет карбонатную биоминерализацию путем зародышеобразования кристаллов опосредованно на рекомбинированном EPS при осаждении карбонатов. С точки зрения органоминерализации EPS матрикс представляет собой место зарождения и роста карбонатов [5], так как гликокаликс является защитным и липким матриксом, который прикрепляет микробы к субстрату и содержит внутренние каналы, способствующие доставке питательных веществ и кислорода, а также продуктов метаболизма [6]. Модель роста современных карбонатных ооидов [3] включает: 1) фаза наночастиц АКК с низкой стабильностью превращается в стабильный полиморфный CaCO_3 ; 2) биопленка EPS колонизирует поверхность корок, способствуя первым стадиям осаждения CaCO_3 ; 3) концентрические слои в ооидах образуются в матрицах EPS биопленки посредством механизмов процесса органоминерализации – развитие АКК ведет к преобразованию нанозерен внешней корки в кристаллическую фазу; 4) механическое сглаживание при движении и засолении ооида полирует поверхность, обеспечивая рост концентрических пластин тангенциально расположенных игл арагонита или магнезиального кальцита.

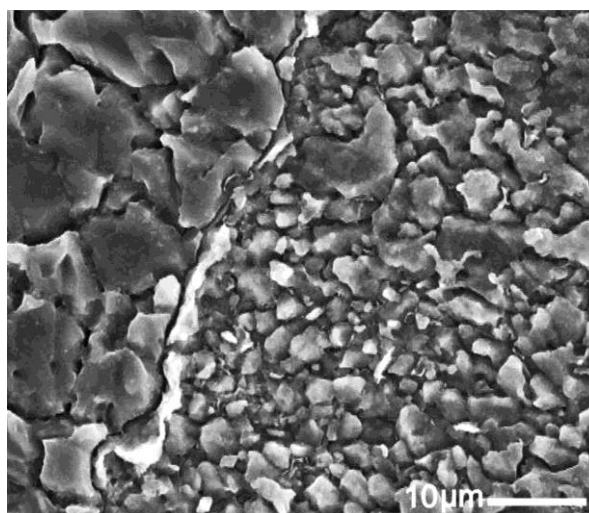
Установлено, что ооиды растут во время транспортировки на подвижном мелководье, хотя степень колонизации биопленками и обилие сульфатредуцирующих бактерий существенно выше в более спокойноводных обстановках. Изучение современных ооидов на Багамских банках выявило, что мелкие ооиды являются в основном спокойноводными автохтонными образованиями, а крупные – подвижноводными аллохтонными [7]. Возможным признаком транспортировки в водной среде может служить отсутствие следов

микросверлений на поверхностной корке ооидов, хотя следы сверлений и микритизация, сопутствующие им, имеются на внутренних слоях или ядре.

Наши исследования палеозойских карбонатных ооидов, претерпевших длительную геологическую историю формирования пород, показали, что наиболее вероятным мог быть такой многофазовый механизм их роста и органоминализации, так как распределение минерализованных пленок EPS в ооидах выявило их связь не только с поверхностями оболочек, но и с их внутренней структурой [2]. Также следует отметить, что наиболее мелкий размер установлен среди ооидов лагунных (рисунок): венлокских (гр. Чернышева) и лудловских (Северный Урал), а также в строматолитах лудлова и пржидола (Приполярный Урала, поднятие Чернова), который не превышают 1 мм, на поверхностном слое отчетливо видны следы биокоррозии.



а)



б)

Рисунок. СЭМ лагунных ооидов. а – лудлов, Северный Урал, во вторичных электронах; б – фрагмент межслоевой EPS алюмосиликатного состава, венлок, гр. Чернышева, в упруго-отраженных электронах

ЛИТЕРАТУРА

1. Шульц С.С. Оолитообразование в современных осадках северной части Каспийского моря / С.С. Шульц // Информ. сб. ВСЕГЕИ. – 1962. – № 57. – С. 61–75.
2. Antoshkina A.I. Bacteriomorph Structures in Nodules, a Characteristic of Euxinic Conditions of Nodule Formation / A.I. Antoshkina // Paleontological Journal. – 2018. – V. 52. – No 10. – P. 28–39.
3. Diaz M.R. Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids / M.R. Diaz, G.P. Eberli, P. Blackwelder, B. Phillips, P.K. Swart // Geology. – 2017. – V. 45. – No 9. – P. 771–774.
4. Dupraz C. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats / C. Dupraz, R.P. Reid, O. Braissant, A.W. Decho, R.S. Norman, P.T. Visscher // Earth-Science Reviews. – 2009. – V. 96. – P. 141–162.
5. Dupraz C. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats / C. Dupraz, P.T. Visscher // Trend in Microbiology. – 2005. – V. 13 (9). – P. 429–438.
6. Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms / R. Riding // Sedimentology. – 2000. – V. 47. – P. 179–214.
7. Trower E.J. Active ooid growth driven by sediment transport in a high-energy shoal, Little Ambergis Cay, Turks and Caicos islands / E.J. Trower, M.D. Cantine, M.L. Gomes, J.P. Grotzinger, A.H. Knoll, M.P. Lamb, U. Lingappa, S.S. O'Reilly, T.M. Present, N.N. Stein, J.V. Strauss, W.W. Fischer // Journal of Sedimentary Research. – 2018. – V. 88. – P. 1132–1151.

ВАЖНЕЙШИЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОТРАЖЕНИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ ГЕОСФЕРЫ В ЭПОХУ ВЕЛИКОГО ПОЗДНЕПЕРМСКОГО ВЫМИРАНИЯ

М.П. Арефьев^{1,2,3}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

³Музей естественной истории Свято-Алексиевской Пустыни, Новоалексеевка, Россия

На границе пермской и триасовой систем Восточно-Европейской платформы читается определенная последовательность изотопно-геохимических и седиментологических событий.

1. Во второй половине вятского века по уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ в педогенных и осадочных карбонатах выявлено последнее крупное похолодание позднепермской эпохи, которое достигло температурного минимума непосредственно в конце пермского периода. Поздневятское похолодание сопоставляется с чансинским похолоданием в морских разрезах [5].

2. На фоне данного похолодания выявлены уровни с аномальными (всплесковыми) характеристиками тонкой магнитной фракции, которые могут указывать на неординарные «космические» события. Аномальный материал характеризуется присутствием самородных частиц Ni и Fe без примеси Ni с микро- и нано-зонами с преобладающим содержанием C более 50 %, которые в обратно-рассеянных электронах (BSE) выделяются темным цветом и могут быть импактными микро-алмазами. Отмечается повышенное содержание Mt микросфер, в том числе с повышенным содержанием Ti. Присутствуют оплавленные частицы Fe и высоко-C микросферы [1].

3. Поздневятское похолодание коррелирует с активизацией рек Уральской питающей провинции, выявленной по распространению эпидота-цоизита в тяжелой фракции [2] и подтвержденной геохимическими данными. Активизация уральских рек отвечает начальному этапу региональной палеогеографической перестройки. Распространение уральских рек завершилось в регионе в триасе. При этом происходило омоложение первых уральских песчаных аллювиальных линз с востока на запад. Например, уральский материал в бассейне р. Ветлуги характеризует все вятские разрезы. В бассейне р. Клязьмы под г. Гороховцом появляется во второй половине вятского века. Западнее под г. Вязниками - только в его конце.

4. После температурного минимума в конце вятского яруса установлено потепление на границе перми и триаса, коррелирующее с быстрым повышением температуры в морских разрезах. На фоне данного потепления установлен негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ I-го порядка, коррелирующий с событийным уровнем позднепермского вымирания [5].

5. В вятских – оленекских отложениях выявлен синхронный осадконакоплению вулканогенный пирокластический материал в виде витро- и кристаллокластов, в том числе с корочкой закаливания, образовавшейся вокруг частиц жидкой лавы при резком изменении давления и температуры при выбросе эндогенного материала в атмосферу. Проанализированный материал позволяет рассмотреть распределение камуфлированного пирокластического материала по разрезу. Если в вятское время отмечается пепловый материал кисло-среднего состава, то на рубеже вятского-индского века резко увеличивается доля вулканического материала среднего-основного состава, его максимальная концентрация с признаками ультраосновной составляющей фиксируется с середины инда. Значительная часть вулканической

составляющей преобразована и диагностируется по наличию палыгорскита в пелитовой фракции в ассоциации с серпентином и повышенным содержанием вулканокристаллокластов во вмещающих отложениях [3].

Выявленная последовательность событий могла быть вызвана падением крупного астероида [6] и дальнейшей активизацией Сибирской вулканической провинции [7], хорошо коррелирует с глобальными изменениями в геосфере Земли в эпоху позднепермского вымирания.

Анализ изотопного состава кислорода индских педогенных карбонатов показал при этом отсутствие широких вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$, характерных для перми. Это указывает на прекращение в триасе процессов эвапоритизации. Изотопные данные и широкое распространение уральской рек могут указывать, таким образом, на усиление региональной гумидности при синхронном потеплении [4], хотя данный вопрос нуждается в дополнительном исследовании. Можно предположить, что гумидизация стала: 1) следствием позднегерцинского орогенеза Урала, испытавшего поднятие во время интенсивной вулканической деятельности в Сибири 2) и результатом повышенного поступления на континент влажных воздушных масс с океана, объем которых мог усиливаться во время потепления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арефьев М.П. Распространение космического материала на рубеже перми и триаса Восточно-Европейской платформы / М.П. Арефьев, В.А. Цельмович // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра: мат. 12 Уральского литол. совещания. – Екатеринбург, 2018. – С. 29-31.
2. Арефьев М.П. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 2. Нижнее течение р. Юг / М.П. Арефьев, В.К. Голубев, Е.В. Карасев, В.Н. Кулешов, Д.А. Кухтинов, Б.Г. Покровский, Б.Б. Шкурский, О.П. Ярошенко, А.В. Григорьева // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2016. – Т. 91. – Вып. 2-3. – С. 47-62.
3. Арефьев М.П. Особенности криптопирокластики в пограничных отложениях перми и триаса Московской синеклизы / М.П. Арефьев, К.М. Седаева, А.В. Ульяхин // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра: мат. 12 Уральского литол. совещания. – Екатеринбург, 2018. – С. 25–28.
4. Arefiev M. Evidence for and Causes of the Induan Humidization of the Moscow Syncline / M. Arefiev, V. Kuleshov // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. – 2018. – P. 265–273.
4. Arefiev M.P. Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events / M.P. Arefiev, V.K. Golubev, Yu.P. Balabanov, E.V. Karasev, A.V. Minikh, M.G. Minikh, I.I. Molostovskaya, O.P. Yaroshenko, M.A. Zhokina-Naumcheva. – Moscow, 2015. – 104 p.
5. Becker L. Bedout: a possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia / L. Becker, R.J. Poreda, A.R. Basu, K.O. Pope, T.M. Harrison, C. Nicholson, R. Iasky // Science. – 2004. – V. 304. – P. 1469–1476.
6. Reichow M.K. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis / M.K. Reichow, M.S. Pringle, A.I. Al'Mukhamedov, M.B. Allen, V.L. Andreichev, M.M. Buslov, C.E. Davies, G.S. Fedoseev, J.G. Fitton, S. Inger, A.Y. Medvedev, C. Mitchell, V.N. Puchkov, I.Y. Safonova, R.A. Scott, A.D. Saunders // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – V. 277. – P. 9–20.

ОБЛАСТИ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАГЕНИИ

Я.Г. Аухатов

ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, Россия

Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (по М.М.Грачевскому) и прогибы некомпенсированного типа (по С.С.Эллерну).

В строении области опускания некомпенсированного типа (ООНТ) участвуют формации трансгрессивно-регрессивного цикла (углеродисто-кремнистая, доманиковая, рифовая, карбонатно-сульфатная, галогенная, угленосная и т.д.). Минерагеническая специализация структурно-формационных зон ООНТ зависит, во-первых, от парагенезиса формаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная; углеродисто-кремнистая – карбонатная), во-вторых, от поступления химических элементов в бассейн седиментации, в результате подземного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, а также растворов гидротермальной эксгальции дифференциация которых происходит под влиянием их сродства к сере (Mo, V, Pb, Zn, Cu и др.) или к кислороду (P, Mn и др.).

Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза, Западно-Сибирская мегасинеклиза), орогенного (Предуральский передовой прогиб), активизационного (Днепровско-Донецкий авлокоген) классов представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная) – нефtezкранирующая (галогенная и др.). В последние годы резко возрос интерес к доманиковым формациям в связи с добычей сланцевой нефти.

Латеральный ряд формаций и субформаций (доманиковая – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ООНТ) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и т.д.) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям. А также установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза. Предуральский прогиб, Иркутский амфитеатр, Камско-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и т.д.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ [2, 3].

С этапом компенсации связаны калийные месторождения в галогенных формациях (Приуральская, Прикаспийская и т.д.). Проблема связи между галогенными формациями и разнообразной рудной и нерудной минерализацией была поднята в 60—70-е годы в работах Н.М. Страхова, К. Дэвидсона, А. Ренфро. С.М. Корневский впервые показал ее значение как важной комплексной минерагенической проблемы.

Рифовые формации являются ценным сырьем для химической промышленности.

С.С.Эллерном [4] впервые было показано влияние ООНТ на размещение бокситовых месторождений.

С формациями типа кульма связаны железисто-марганцевые месторождения (Атасуйско-Каргандинская ООНТ, Центральный Казахстан).

Возникновение углеродисто-кремнистой формации сопряжено с некоторым запозданием осадконакопления по отношению циклов и фаз спилит-кератофирового (эвгеосинклинали), доманиковой – андезитового (островные дуги), кульма – липаритового (вулканогенные пояса) вулканизма, что определяет их металлогенитическую специализацию [2].

Для оценки перспектив нефтегазоносности доманиковых формаций большое значение имеет применение аэрокосмических методов и, в частности, метода тепловизионной генерализации Р.Д.Мухамедярова (МВТГМ). Метод тепловизионной генерализации – это способ преобразования исходных тепловизионных изображений в цифровую модель поля теплового излучения. Объект исследования – тепловизионное изображение земной поверхности в инфракрасном диапазоне волн 8-12 мкм. Этот диапазон характеризуется как окно прозрачности для инфракрасного излучения. Метод позволяет создавать структурные объемные модели тепломассопереноса в геологической среде [1]. Проведенные работы в Пермской области показали, что Шалымский прогиб Камско-Кинеской системы некомпенсированных прогибов хорошо выделяются в интерпретированных материалах тепловизионной генерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аминев И.М. Объемные портреты Шиханов – Бельской впадины / И.М. Аминев, Я.Г. Аухатов, Р.Д. Мухамедяров // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. – Уфа: Дизайн Пресс, 2016. – С. 3-5.
2. Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые / Я.Г. Аухатов // Проблемы осадочной геологии докембрия. – 1981. – Вып. 7. – кн. 2. – С. 16-20.
3. Аухатов Я.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые / Я.Г. Аухатов // Тез. докладов научной сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР (к 100-летию со дня рождения Г.Н. Фредерикса). – Уфа, 1989. – С. 53.
4. Эллерн С.С. Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов. / С.С. Эллерн // Геология и геохимия нефтеносных отложений. – Казань: Изд-во КГУ, 1987. – С. 57-63.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСТАТОЧНОГО ТИПА В БАШКИРСКОМ МЕГАНТИКЛИНОРИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ СОЗДАНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ «НЕБУРОВОГО» БАРИТА

Г.Г. Ахманов, И.П. Егорова, Т.А. Булаткина

ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», Казань, Россия

Товарной продукцией, потребляемой промышленностью Российской Федерации (РФ), служит баритовый концентрат классов Б и А. Первый («буровой» барит) используется в качестве утяжелителя при бурении скважин, второй («небуровой» барит) в качестве наполнителя и производстве химических соединений. Промышленность РФ испытывает дефицит баритового сырья, особенно остро стоит проблема обеспечения «небуровым» баритом, дефицит покрывается импортом. Потребности отраслей, использующих «небуровой» барит в период 2020-2030 гг. оценивается в 85 тыс. т в год. Цена «небурового» барита на мировом рынке колеблется от 220 до 370\$ за тонну. Стоимость импортируемого «небурового» барита для обеспечения потребности использующих его отраслей промышленности РФ может составлять от 19 до 32 млн. \$ или 1,3 – 2,1 млрд. рублей в год. Проблему возможно решить путем освоения баритовых месторождений остаточного типа. Объекты этого типа известны на Южном Урале и Сибири. Наиболее перспективной для формирования сырьевой базы «небурового» барита является юг Башкирского мегантиклинория. В последнем баритовое оруденение представлено: рассеянной в составе юрматинской и каратауской серий рифея сингенетично-диагенетической минерализацией; маломощными жильобразными телами, образованными за счет мобилизации последней при имевших место в регионе активизационных процессах; и гнездо- и пластообразными проявлениями остаточного типа в корах выветривания по породам рифея. Первоначальное накопление бария в осадках протекало на кларковом уровне, на стадии диагенеза и катагенеза шло перераспределение барита из сланцевых толщ в породы коллекторы: песчаники и карбонаты. Наиболее интенсивно оно протекало в зонах региональных разломов, где развиваются многочисленные системы трещин, благоприятные для миграции растворов и осаждения бария в форме барита. В процессе гипергенеза баритонесные песчаники и карбонаты подвергались интенсивной переработке с выносом легкоподвижных компонентов и накоплением глинистых охр и гнезд и линз барита в них. Из всех вышеупомянутых типов оруденения в настоящих экономических условиях целесообразно сосредоточить усилия на оценке проявлений остаточного типа, многочисленные объекты которого известны в Белорецком и Бурзянском районах, на территории которых выделяются баритонесные зоны: Бретьякско-Майгашлинская (рудопроявления: Бретьякское, Туканское, Майгашлинское, Туссаганское, Западно-Майгашлинское, Тарское, Южно-Тарское и Газопровод), Аскарская (Аскарское), Тергинская (Терга-1, Тергинское, Байкай, Акташское, Кальтягауское) и Ирлинская (Ирлинское, Ирля-1 и Ашкарка). Специализированные работы на барит в Башкирском мегантиклинории были прекращены в начале 80-х годов прошлого столетия, поэтому большая часть вышеперечисленных рудопроявлений на сегодня слабо изучена. В 2016-2017гг. ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» изучались руды Бретьякского и Ирлинского рудопроявлений, в итоге была разработана технологическая схема обогащения руд, позволившая получить из руд Ирлинского рудопроявления баритовый концентрат класса А марки КБ-1, а из руд Бретьякское рудопроявления - марки КБ-3, и доказана возможность получения из руд месторождений остаточного типа высококачественной продукции – баритового концентрата кл. А. Прогнозные ресурсы только семи (относительно наиболее

изученных объектов) из вышеперечисленных рудопроявлений, находящихся в междуречье Нугуш и Белой, оцениваются на сегодня более 10 млн т барита по кат. Р₂, и, конечно, общий ресурсный потенциал оруденения остаточного типа Башкирского мегантиклинория этим не ограничиваются. Особенности рудопроявлений остаточного типа (поверхностное залегание, структурное состояние - кора выветривания, содержащая линзы и гнезда барита, простой вещественный состав, относительно высокое содержание барита в рудах) позволяют, используя открытый способ добычи и малозатратные методы обогащения, вести разработку малым предприятием, исключив необходимость создания дорогостоящей производственной структуры, обеспечить низкую себестоимость и цену товарной продукции. Возобновление прекращенных в 70-е годы работ на барит, переоценка известных, выявление новых месторождений позволит снизить уровень проблемы обеспечения потребителей высококачественным сырьем, сократить ныне существующий импорт.

НОВОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ В ЛЕНИВЕНСКО-КЛЮЕВСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ ТАЙМЫРА

А.А. Багаева, И.Н. Мозолева, К.В. Борисенков

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия

В результате проведения геолого-съёмочных работ 1:200 000 масштаба (номенклатура листов S-48-I,II, T-48-XXXV-XXXVI) на территории Таймырского полуострова авторами впервые выделена пронинская толща (O_{1-2pr}).

Отложения, выделяемые авторами в пронинскую толщу, ранее выделялись М. Н. Злобиным под названием «заозерновская свита» [2]. Позднее геологами ЦАГРЭ, в рамках создания опорной легенды Госгеолкарты-200 Таймырской серии листов, та часть пород, что охватывается ныне выделяемой пронинской свитой, в полном объеме была отнесена к нижней подсвите толлевской свиты «карбонатной зоны» (бассейн р. Проня) [3], но эти изменения вместе с Опорной легендой не были своевременно приняты. Схожие породы были закартированы авторами при ГС-200 листа S-48-I,II [1] в долине р. Коралловая, а также при проведении работ по составлению ГК-1000/3 листа T-49 в нижнем течении р. Ключевка, где они были включены в состав весеннинской толщи «переходной зоны». Таким образом, оказалось, что схожие по литологическому составу осадки с одинаковой фауной, залегающие на одной и той же грустнинской свите, называются разными авторами по-разному. Такие выводы и послужили основанием для выделения новой пронинской толщи, равноправно распространенной и в «карбонатной», и в «переходной» зоне. Решение было согласовано с Р.Ф. Соболевской - автором региональной стратиграфической схемы ордовика Таймыра [5].

Пронинская толща представлена известняками, доломитами и черными сланцами с прослоями известняковых конгломерато-брекчий и линзами гравелитов (рис.).

Доломиты голубовато-серые с желтой коркой выветривания тонко- и толстоплитчатые, с горизонтальной и косой слоистостью, со знаками волной ряби. Известняки темно- и светло-серые, иногда желтоватые, пелитоморфные, горизонтально- и косослоистые, толстоплитчатые, иногда алевритистые, доломитисто-глинистые. Мергели темно- и дымчато-серые, слабо известковистые или известково-доломитистые, горизонтально- и волнистослоистые. Черные сланцы представлены следующими литологическими разностями: аргиллитами темно-серыми и черными, листоватыми; алевролитами темно-серыми и черными, светло-серыми и серыми доломитистыми, известково-доломитистыми, иногда слабокремненными, горизонтально- и волнистослоистыми, тонкоплитчатыми, с субперпендикулярной слоистости трещиноватостью, с раковистым изломом, с сульфидной минерализацией, по трещинам наблюдаются корки ожелезнения.

Пронинская толща залегает на грустнинской согласно, граница проводится по смене алевритистых и доломитистых известняков грустнинской свиты дымчато-серыми косослоистыми доломитами с прослоями черных глинистых и глинисто-кремнистых алевролитов с граптолитами. Перекрывается весеннинской толщей в «переходной» зоне и энгельгардтовской свитой в «карбонатной» зоне. Общая мощность толщи в пределах площади более 220 м.

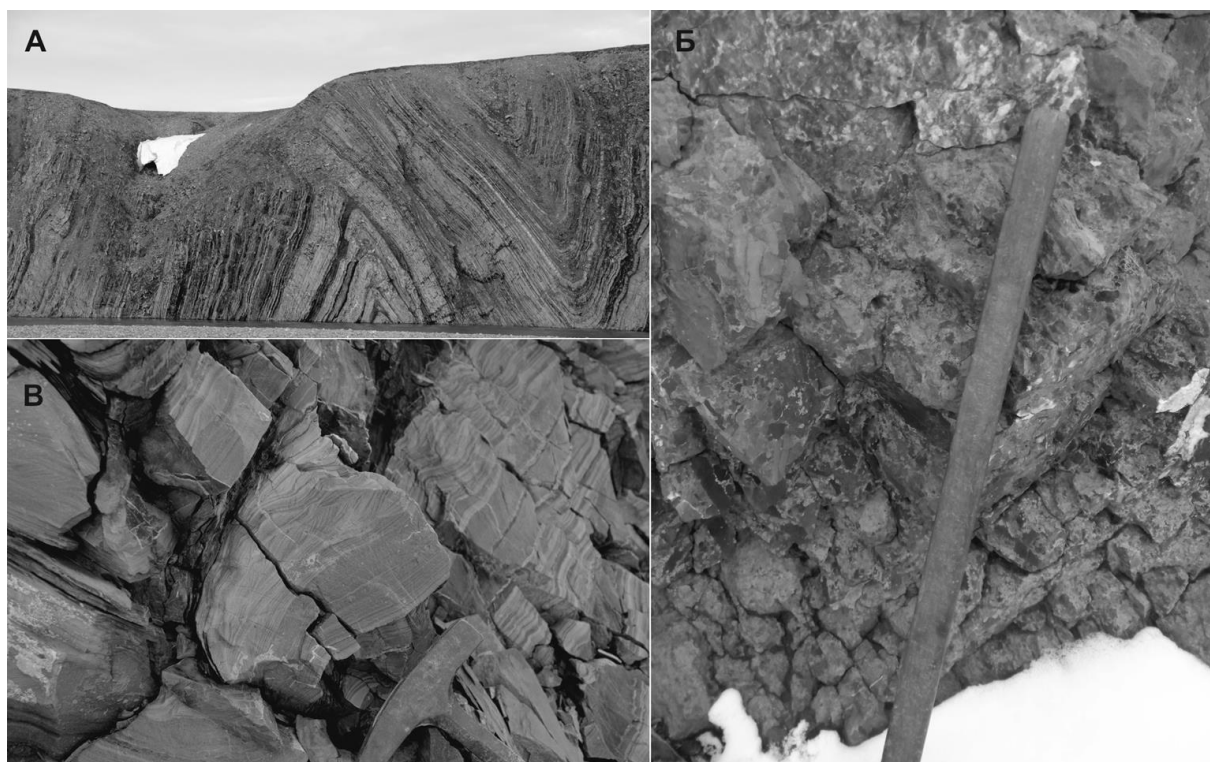


Рисунок. Литологические особенности пород пронинской толщи. А) фрагмент разреза пронинской толщи, р. Ключевка, Б) известняковые конгломерато-брекчии, бассейн р.Проня, В) типы косой слоистости, характерные для пород пронинской толщи, р. Ключевка

Возраст пронинской толщи по находкам граптолитов и конодонтов принят ранне-среднеордовикским и ограничен интервалом флосский (зона *Oncograptus/Isograptus*) – дапинский века (зоны *Expansograptus*). Возраст веснинской толщи сокращен и соответствует дарривильскому ярусу–низу катийского яруса. Объем толлевской свиты ограничен средним ордовиком, т.е. оставлен в прежнем понимании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-48-I, II (устье р. Заозерная). Объяснительная записка. – СПб, 2016.
2. Злобин М.Н. Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя восточного Таймыра / М.Н. Злобин. – Л.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1956. – 503 с.
3. Падерин П.Г. Составление опорной легенды Госгеолкарты-200 Таймырской серии листов (новое поколение) / П.Г. Падерин, Р.Ф. Соболевская, В.Я. Кабаньков, Ю.Г. Гор, В.Ю. Попов и др. - Норильск, 2002.
4. Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура / Р.Ф. Соболевская // Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга», 2011. – Т. 221.
5. Соболевская Р.Ф. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Таймыра / Р.Ф. Соболевская, Л.В. Нехорошева // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – Новосибирск, 2016. – № 4(28). – С. 58-82.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ПЕСЧАНИКОВ КАТАВСКОЙ СВИТЫ

Л.В. Бадида

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Настоящая публикация посвящена исследованию минералов тяжелой фракции песчаников катавской свиты верхнего рифея. Традиционно считается, что данная свита сложена исключительно пестроцветными глинистыми известняками и мергелями с редкими прослоями глинистых сланцев и карбонатных брекчий [1, 3, 4]. Тем не менее, в окрестностях г. Катав-Ивановск в ряде разрезов катавской свиты присутствуют прослои красно-коричневых тонко-мелкозернистых песчаников (в монографии [2] разрез описан на стр. 31–34). Сведений о составе минералов тяжелой фракции этих песчаников в литературе нет.

Песчаники по составу кварцевые, с редкими обломками полевых шпатов. Зёрна в основном полуокатанные, хорошо сортированные. Развит базальный и коррозионный карбонатный цемент. Повсеместно встречается гематит, как тонкодисперсный, так и в виде межзерновых пятен и плёнок.

Состав тяжелой фракции песчаников разнообразен: цирконы, апатиты, ильмениты, магнетиты, рутилы, хромовые шпинели, турмалины, пироксены, эпидоты и некоторые другие минералы. Размер зерен искусственного шлиха преимущественно 0.06–0.10 мм.

В песчаниках катавской свиты выделяются две разные группы **турмалинов**, различающиеся по степени окатанности и окраске. Первые слабоокатанные, встречаются в виде призматических кристаллов. Окраска коричневатая, сероватая. Для турмалинов второй группы характерна хорошая окатанность зерен. Окраска серо-голубоватая, серо-синеватая, редко встречаются коричневатые индивиды.

По данным микрозондового анализа (микроанализатор Cameca SX 100, аналитики И.А. Даниленко и Д.А. Замятин, ЦКП "Геоаналитик", как и все анализы ниже), турмалины имеют слабую зональность.

На петрогенетических диаграммах турмалины из разных групп частично перекрывают друг друга. На диаграмме $Al-Fe_{50}Al_{50}-Mg_{50}Al_{50}$ [6] точки состава турмалинов в основном локализованы в областях связанных с гранитами и продуктами их преобразования. На диаграмме $Ca-Fe_{общ}-Mg$ [6] точки призматических турмалинов из песчаников расположены в области турмалинов гранитоидов, тогда как точки окатанных турмалинов присутствуют и в названной области, и в области преобразованных пород. Представляется, что по химическому составу турмалины разных групп можно отнести к одному источнику материала, но они могли пройти разное количество циклов переотложения. Однако, резко различная окраска, скорее всего, говорит об обратном.

Хромовые шпинели встречаются в песчаниках в небольшом количестве. Окраска железно-черная, блеск металлический. Химический состав отвечает хромитам. Содержание $FeO_{общ}$ варьирует в пределах 26.58–31.29 масс. %, лишь в одном зерне падает до 12.79%, содержание Al_2O_3 составляет 4.11–6.59%, MgO – 0.32–6.83%. Кроме того, в их составе содержатся Ti (до 1.25%, все величины ниже в оксидной форме), Mn (до 0.70%). В качестве примесей также присутствуют V (до 0.25%) и Ni (до 0.16%).

Для диаграмме распределения $Al_2O_3-TiO_2$ [7] фигуративные точки хромитов попадают в поле, характеризующее хромшпинелиды островных дуг. На диаграмме $TiO_2 - Cr/(Cr+Al)$ [5] точки тяготеют к внешним границам аналогичного поля.

Не редким в искусственном шлихе оказался **пироксен**. Кристаллы его неровные, угловатые, со светло-зеленой ненасыщенной окраской. Минеральный вид – авгит. По низкой степени окатанности и неизменности зерен можно предположить, что минерал претерпел лишь один цикл седиментации.

Первые данные по изучению особенностей химических составов минералов тяжелой фракции из песчаников катавской свиты говорят о влиянии нескольких источников сноса во время формирования свиты. Состав турмалинов, хромитов и пироксенов указывает на присутствие на палеоводоразделах катавского времени как минимум трех областей, сложенных различными комплексами пород. Основным источником обломочного материала, вероятно, служили породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, включающие гранит-метаморфические породы, кроме того, высока вероятность размыва реликтов островных дуг. Таковы материнские породы неокатанных призматических турмалинов и хромитов. Окатанные турмалины могли пройти несколько циклов седиментации (не исключено, что их источник мог оказаться более отдаленным, чем турмалинов первой группы, но так же состоял из гранитоидов и кварц-турмалиновых пород). На наличие третьей области питания указывают пироксены, степень их сохранности предполагает весьма недалекий перенос, а химические особенности состава указывают на внутриплитные базальты, как источник обломочного материала. Понять, как соотносится все сказанное выше с реальной геологической ситуацией середины позднего рифея – задача будущего.

Автор выражает признательность А.В. Маслову и С.А. Дубу за предоставленные для исследования образцы песчаников катавской свиты.

Исследования проведены в соответствии с темой № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала / В.И. Козлов. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
2. Маслов А.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, памятники природы) / А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, Э.З. Гареев, Л.В. Анфимов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. – Т. II. – 134 с.
3. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала / А.И. Олли. – Саратов: Изд-во Саратовского госуниверситета, 1948. – 407 с.
4. Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала / В.А. Романов. – М.: Наука, 1973. – 133 с.
5. Hegner E. Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke / E. Hegner, M. Gruler, H.P. Hann, F. Chen, M. Güldenphenning // J. Geol. Soc. (London). – 2005. – V. 162. – P. 87-96.
6. Henry D.J. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine / D.J. Henry, C.V. Guidotti // Am. Mineral. – 1985. – V. 70. – P. 1-15.
7. Kamenetsky V. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks / V. Kamenetsky, A. Crawford, S. Meffre // J. Petrol. – 2001. – V. 42(4). – P. 655-671.

ПРИЧИНЫ ФАЦИАЛЬНОЙ И ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ ВДОЛЬ НИЖНЕЙ ВОЛГИ

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия

Основу современной стратиграфической схемы побережий Каспийского моря составляют представления П.А. Православлева, которые он излагал в своих работах более 100 лет назад. В дальнейшем многие известные исследователи данного региона вносили свои добавления, уточняя и детализируя слои и границы между ними в наиболее полных и достоверных разрезах в Нижнем Поволжье. К настоящему времени накоплен большой массив данных, однако, несмотря на это, большой новый фактический материал не способствует выработке единых представлений об истории трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия в плейстоцене-голоцене. Сравнительно большой массив датировок также не внес ясности в данную проблему. Есть примеры, когда одна и та же толща исследователями относится к разным стратиграфическим свитам. Фациальная и литологическая изменчивость отложений в разрезах приводит к еще большим разночтениям, которые возрастают при корреляции свит и слоев даже в соседних разрезах Нижнего Поволжья.

По мнению исследователей в плейстоценовой истории Каспия достоверно выделяются следующие крупные трансгрессивные эпохи – бакинская, хазарская и хвалынская. Они разделены глубокими и продолжительными регрессиями, когда шло накопление континентальных, аллювиальных и пролювиальных отложений. Залегают они, как, правило, с резким контактом на нижележащих отложениях и перекрыты (также с резким контактом) морскими песками с малакофауной или лагунными суглинками и глинами с песчаными прослоями.

Изучение истории развития Каспийского бассейна, и в частности Северного Каспия невозможно без обращения к вопросу генезиса и возраста шоколадных глин (ШГ), занимающих здесь значительные площади и являющихся отличительной и характерной фацией хвалынских отложений. ШГ залегают непосредственно под почвой, т.е. практически с поверхности вплоть до береговой линии позднехвалынского моря (2-0 м абс.) Южнее ШГ также вскрываются в разрезах, где залегают под отложениями бэровских бугров или перекрыты аллювием в дельте Волги.

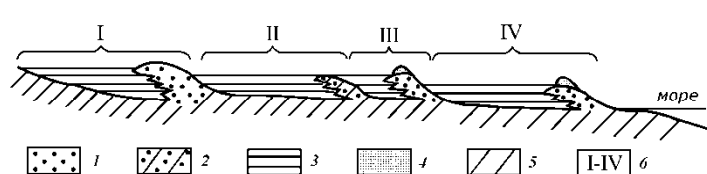
До последнего времени многие исследователи считают ШГ глубоководными отложениями, а их возраст принимается за раннехвалынский, поэтому раковины моллюсков в песчаных прослоях среди шоколадных глин авторы априори считают раннехвалынскими. В опубликованных нами ранее статьях делался вывод о лагунном происхождении ШГ, этих характерных отложений, возраст которых расположен в широком диапазоне [1], поэтому здесь приведем лишь коротко основные положения о генезисе ШГ. Они часто лежат линзами и резко выклиниваются. В них много песчаных прослоев, в которых часто встречаются раковины моллюсков, предпочитающих жить в солоноватых или пресных водах на мелководье. ШГ залегают непосредственно на субазральных, озерных, аллювиальных, дельтовых, а также на прибрежно-морских отложениях. На мелководность бассейна, где господствовали окислительные процессы, указывает и большое количество гидроокислов железа, которые придают характерную окраску отложениям.

Принимая ШГ за лагунные отложения, надо объяснить их столь широкое распространение с поверхности почти во всех разрезах вдоль Нижней Волги

(это сотни км). Известно, что на фоне общего понижения уровня Каспия происходили его положительные осцилляции, которые оставили в рельефе стадиальные береговые линии. Детальные исследования на побережье Дагестана в конце XX века, когда уровень Каспия поднялся более чем на 2 м, показали, что образование лагуны возможно лишь на тех участках, где первичные уклоны суши, на которую трансгрессирует море, меньше уклонов приурезовой полосы дна при выработанном профиле равновесия [2]. Именно такая ситуация была в Северном Прикаспии, где многочисленные трансгрессивно-регрессивные этапы привели к выполаживанию прибрежного рельефа.

Лагуна образуется на поверхности бывшей регрессивной террасы, при этом важно отметить, что отложения, которые формируются в лагунах, залегают со стратиграфическим несогласием с отложениями различного генезиса и возраста, наблюдается резкое несогласие между лагунными и нижележащими отложениями, причем это несогласие не означает размыв. Однако, при палеогеографических реконструкциях залегание лагунных осадков на песчаных отложениях, слагающих регрессивную террасу, как правило, интерпретируется как размыв и последующее увеличение глубины бассейна. Более того, при образовании лагуны наблюдается парагенез осадков, т.е. одновременное формирование двух литологически разных типов осадков – лагунных и пляжевых, что и фиксируется иногда в ряде соседних разрезов.

При поэтапном понижении уровня Каспия и в результате положительных осцилляций формировались серии больших лагун, отделенных барьерами. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря привели к такой ситуации, когда на территории Прикаспийской низменности сформировалась серия разновозрастных так называемых лагунно-трансгрессивных террас, лежащих на все более низких гипсометрических отметках (рис.).



- 1-береговые бары;
- 2-захороненный бар;
- 3-лагуны;
- 4-золотые формы;
- 5-регрессивная терраса;
- 6-серия лагунно-трансгрессивных террас

Таким образом, в береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, нельзя коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и скважинах, расположенных вкрест простираения древних береговых линий. В этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разновозрастных серий лагунно-трансгрессивных террас [3], сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия / Е.Н. Бадюкова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2000. – Т. 75. – Вып. 5. – С. 25-31.
2. Бадюкова Е.Н. Лагунно-трансгрессивные террасы / Е.Н. Бадюкова, Г.Д. Соловьева // Геоморфология. – 2003. – № 3. – С. 36-43.
3. Бадюкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря / Е.Н. Бадюкова // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 3. – С. 432-438.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ ТУКУЛАНОВ ДОЛИН РЕК ЛЕНА И ВИЛЮЙ

С.Д. Балыкова, А.Е. Харламова, А.Д. Кунафин, Т.В. Андреева, Т.И. Аверкина

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Тукуланы Махатта и Кысыл-Сырский являются крупнейшими в долине Вилуя, Кысыл-Элэсин и Самыс-Кумага в долине Лены [1].

Минеральный состав песков изучался с помощью рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV фирмы Rigaku (Япония). Морфологические особенности зерен песков изучались с помощью электронного микроскопа LEO 1450VP (Carl Zeiss, Германия) и по макроизображениям средней пробы, полученных с помощью микроскопа Levenhuk DTX90. Использованное оборудование приобретено за счет средств Программы развития Московского университета имени М.В. Ломоносова. Гранулометрический состав песков определялся ситовым методом.

Основные результаты исследований (рис.):

- Минеральный состав перевеваемых современных песков тукулана Махатта – кварцевый, доголоценовых – полевошпатово-кварцевый;
- Минеральный состав всех песков тукулана Кысыл-Сырский – полевошпатово-кварцевый;
- Пески ленских тукуланов имеют ярко выраженный полевошпатово-кварцевый состав; в некоторых пробах отмечено высокое содержание слюды – до 7-8%, тогда как в составе песков вилуйских тукуланов слюды практически отсутствуют.
- Существенной дифференциации минерального состава по элементам эолового микрорельефа не выявлено (за исключением ниш выдувания);
- В песках закрепленной части массива с глубиной содержание полевых шпатов возрастает;
- Количественное соотношение минералов в эоловых позднеплейстоценовых песках и аллювиальных песках каргинского времени (вилуйские тукуланы) и озерно-аллювиальных песках (ленские тукуланы), являющихся одним из источников формирования первых, в целом сохраняется;

Место отбора	Махатта				Кысыл-Сырский				Самыс-Кумага и Кысыл-Элэсин				
категория образца	П	Т	Т	Т	П	П	Т	Т	З	З	П	Т	П
индекс	vH	vQ _{III}	vH ₁	vQ _{III}	vH	vH	vQ _{III} ¹	vQ _{III} ²	vH ₁	vH ₁	vH	alQ _{III-IV}	vH
кварц	91	73	87	96	64	70	68	73	47	51	38	45	48
полевые шпаты	6	21	7	1	33	27	25	25	38	43	51	43	41
карбонаты	0	1	0	0	0	1	0	0	4	0	0	2	3
гидрослюда	2	3	4	1	1	1	6	2	0	2	1	3	2
слюды	0	1	1	1	0	1	0	0	8	2	7	1	3
пироксены и амфиболы	1	1	1	1	1	0	1	0	3	2	3	6	3

Рисунок. Минеральный состав изученных песчаных грунтов, %. П – перевеваемые пески; З – пески, закрепленные растительностью; Т – неподвижная подстилающая толща эоловых песков

- Все изученные пески являются однородными по гранулометрическому составу ($K_n < 3$), при этом однородность возрастает в ряду: аллювиальные и озерно-аллювиальные подстилающие отложения – закрепленные золотые пески – движущиеся пески;

- В гранулометрическом составе большинства образцов песков виллюйских тукуланов доминирует средняя фракция (0,25-0,5 мм), в гранулометрическом составе образцов песков ленских тукуланов преобладает мелкая фракция (0,1-0,25 мм); при замедлении процессов разветвления и закреплении песков растительностью отмечается увеличение в их гранулометрическом составе доли пылевато-глинистых частиц.

- В целом, пески Кысыл-Сырского тукулана более дисперсны по сравнению с песками Махатты;

- Песчаные зёрна всех тукуланов хорошо окатаны и в подавляющем большинстве имеют изометричную форму, близкую к сферической и овальной, характерную для песков золотого генезиса. Зёрна озерно-аллювиальных песков также характеризуются хорошей окатанностью и высокой степенью сферичности. В целом, процент угловатых, удлинённых зёрен и зёрен неправильной формы повышается в ряду: золотые пески Махатты – Кысыл-Сырский тукулан – ленские тукуланы. Для последних также характерно высокое содержание окрашенных зёрен с матовой поверхностью, тогда как подавляющее большинство песчаных зёрен виллюйских тукуланов имеют прозрачную, блестящую поверхность;

- В целом, поверхность зёрен неровная, мелко-ямчатая, в бороздках присутствуют остаточные аутигенные образования;

- Большинство зерен песков тукулана Махатта прозрачные, светлоокрашенные, имеют чистую или матовую поверхность; в песках тукулана Кысыл-Сыр доля частиц с шероховатой, матовой поверхностью возрастает.

Отмеченные отличия в минеральном составе, строении золотых песков рассмотренных тукуланов связаны: с разными источниками первичного песчаного материала, в том числе и для близко расположенных виллюйских тукуланов; особенностями истории формирования разветвляемых песчаных массивов на этих территориях.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00944а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галанин А.А. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии / А.А. Галанин, М.Р. Павлова, Г.И. Шапошников, В.М. Лыткин // Природа. – 2016. – № 11. – С. 44-45.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД, РАЗВИТЫХ НА ЮГО-ЗАПАДЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

А.И. Бахтин¹, А.Н. Тюрин², Е.М. Нуриева¹, Н.С. Гатиятуллин³

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²Татарское геологоразведочное управление ПАО «Татнефть», Казань, Россия

³Казанский филиал, ФБУ «ГКЗ», Казань, Россия

Обогащенная цеолитами продуктивная толща сложена мергельно-кремнистыми породами турон-сантонского возраста верхнего мела. Основными составными частями продуктивной толщи являются: кремнезёмистая (опал-кристобалит-тридимитовая – ОКТ), карбонатная, цеолитовая, глинистая, кварцевая, полевошпатовая.

Глинистая компонента представлена монтмориллонитом, иллитом. Её среднее содержание в продуктивной толще составляет 13,5%. Кварцевая компонента в среднем составляет 8,3% и представлена: 1) остроугольными обломками кварца тонкопесчаной-алевритовой размерности (0,01-0,07 мм); 2) очень мелкими (<0,01 мм) иголочками и пластинками халцедона, образованного при диагенезе по кремнистым остаткам микроорганизмов; 3) округлыми гнёздами размером 0,1-0,2 мм, состоящими из мелких (0,01-0,02 мм) зёрен кварца, представляющих собой продукт раскристаллизации сфероидного опала. Карбонатная компонента толщи в среднем составляет 21,1%. Она представлена диагенетическим и биогенным кальцитом. Полевошпатовая компонента представлена мелкими (0,05-0,1 мм) обломками микроклина и кислого плагиоклаза. Их среднее содержание составляет 0,74%. Опал-кристобалитовая-тридимитовая (ОКТ) фаза в продуктивной толще в среднем составляет 39,3% и представлена: 1) скрытозернистой массой, слагающей опоки; 2) сферами опала размером до 0,1 мм, являющимися остатками радиолярий; 3) сферами опала размером 0,05-0,15 мм с микроглобулярной структурой, по-видимому гидротермального происхождения; 4) массивным опалом, развитым в обогащенных цеолитами участках и целиком пропитывающим породы в виде прослоев, полос, линз, пятен. Под электронным микроскопом массивный опал имеет микроглобулярное строение с гнездышками кристалликов цеолита. По-видимому, он имеет гидротермальное происхождение. Цеолитовая компонента в продуктивной толще представлена гейландит-клиноптилолитом, которые в виде очень мелких кристалликов 0,002-0,008 мм рассеяны в скрытокристаллической массе породы, тяготея к более опализированным её участкам, развиваясь внутри опаловых сфер и глобулей.

Генезис цеолитов в рассматриваемых породах считается диагенетически осадочным [1,2]. Однако, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в зонах наиболее обогащённых цеолитом, широко развит опал с явными признаками гидротермального происхождения. Об этом свидетельствует наличие прослоев, полос, линз, пятнообразных скоплений массивного опала с явными признаками затекания и заполнения порового пространства осадка жидким опалом, приуроченного к участкам наиболее богатых цеолитом, а также который к периферии этих участков сменяется глобулярным сфероидным опалом (отдельные глобули и их скопления), образующим широкий протяженный ореол рассеяния вокруг зон развития массивного опала. Этот сфероидный опал характеризуется микроглобулярной структурой с гнездышками кристалликов цеолита. Все это наводит на мысль, что в образовании цеолитов помимо диагенетического опала принимал участие и дополнительный источник опала, а именно – гидротермальный источник. Его происхождение можно связать с подводным грязевым вулканизмом, протекавшим синхронно с накоплением осадочных компонент продуктивной толщи.

Зона развития массивного опала могла отвечать выходам подводных гидротерм, сопровождающих грязевой вулканизм в «грифонную» стадию его деятельности. Более того, эти обогащенные массивным опалом и цеолитами участки в плане трассируются тетоническими разломами, да и сам район цеолитсодержащих пород находится на стыке двух структур – Мелекесской депрессии и Токмовского свода. Гидротермы были обогащены кремнеземом и глинистыми минералами вследствие гидролиза полевых шпатов дренируемых песчано-алевритовых пород. Эти гидротермы, разгружаясь на морском дне в мергельно-кремнистых осадках, порождали реакционноактивный опал и могли вызывать образование дополнительных количеств цеолитов при диагенезе осадков в результате взаимодействия принесённого опала с глинистыми минералами и ионами K^+ , Na^+ , Ca^{2+} морской воды, пропитывающей осадок [3]. Об этом могут свидетельствовать результаты факторного анализа 444 образцов цеолитсодержащих пород, охарактеризованных количественным содержанием шести главных компонент этих пород (таблица).

Компоненты	Факторы					
	F1	F2	F3	F4	F5	F6
Глина	-0,472	0,611	-0,351	0,276	-0,449	0,051
Кварц	0,775	-0,085	-0,412	0,441	0,229	0,079
ОКТ-фаза	-0,554	-0,813	0,100	-0,067	-0,065	0,111
Цеолит	-0,608	0,583	-0,007	-0,110	0,526	0,049
Кальцит	0,609	0,432	0,550	-0,330	-0,155	0,088
п/шпат	0,177	-0,034	-0,781	-0,596	-0,042	0,012
Вес, %	31,2	26,2	20,3	12,5	9,3	0,5

Таблица показывает, что образование цеолитов в анализируемых породах связано, главным образом, с действием двух факторов F2 и F5. Положительная нагрузка фактора F2 с глиной (0,61), кальцитом (0,43) и отрицательная с ОКТ-фазой (-0,81) могут свидетельствовать об образовании этих цеолитов в зонах выхода подводных гидротерм грязевых вулканов. Фактор F5, имеющий отрицательную нагрузку с глиной (-0,45), по-видимому отвечает цеолитам, образованным диагенетически–осадочным путем, которые имеют площадное распространение в цеолитсодержащих породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайлов А.С. Минеральное сырье. Цеолиты. Справочник. / А.С. Михайлов, У.Г. Дистанов. – М.: Геоинформмарк, 1999. – 30 с.
2. Дистанов У.Г. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов // У.Г. Дистанов, Е.М. Аксенов, Н.Н. Ведерников и др. – М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000. – 400 с.
3. Савко А.Д. О генезисе цеолитов в мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, В.А. Свиридов // Геохимия литогенеза: материалы Российск. совещания. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. – С. 206-209.

ВОСХОДЯЩИЕ ФЛЮИДНЫЕ РАЗГРУЗКИ КАК СРЕДООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Г.А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия

За последние десятилетия установлено широкое и масштабное проявление разгрузок восходящих «холодных» флюидов в сферу осадконакопления. В понятие «флюиды» включается все многообразие газово-жидких инъекций минерализованных подземных вод, нефтей, газов и их смесей, поступающих из подстилающих комплексов (осадочных, складчато-метаморфических) и содержащих «добавки» из более глубоких сфер [1]. Очаги флюидной разгрузки и их ореолы создают пространство, в пределах которого максимально проявляется их влияние на бассейновую среду и бассейновые биоценозы, образуя свои характерные виды аномальных флюидогенных экосистем — биотопов и биоценозов. Вместе они контролируют и регулируют аномальные, по сравнению с фоновыми, обстановки. Аномальность среды способствует формированию специализированных флюидогенных биоценозов, утилизирующих привнесенные элементы флюидов и одновременно вызывающих массовую гибель аборигенных бассейновых биоценозов с образованием флюидогенных кризисных тафоценозов. Все это определяет аномальную специфику флюидогенных биохемотропных осадков. Возникающие обстановки можно рассматривать как **флюидогенные фации** и **микрорфации** (в терминах литологии) и как **флюидогенные биотопы** (в терминах биостратиграфии и экологии). Их характеризуют отличные от фоновых физико-химические и биотические показатели, морфология, структура, зональность, а также принципиально иная динамика возникновения и исчезновения, регулируемая эндогенной активностью недр.

В сообщении предпринята попытка систематизировать очаги разгрузки и обстановки их проявления. Систематизация проведена по наиболее важным показателям: составу флюидов, морфологии очагов и их ореолов, размеру, взаимному положению и густоте, интенсивности разгрузки, ее динамике и ритму. Дана также типизация по особенностям фоновых условий реализации разгрузки: фациальным, литогенетическим, положению в разрезе водной толщи, соотношению между очагами и ореолами и др. В группе наиболее важных и широко распространенных субаквальных очагов выделены типы: котловинно-западинные, присклоновые, склоновые, донно-равнинные, каньонные, оторванно-пелагические, переуглубленных долин и др. Воздействие очагов разгрузки каждого типа на бассейновую среду проявляется в возникновении специфических явлений или/и аномальных новообразований, важных для седиментогенеза. Например, очаги котловинно-западинного типа участвуют в возникновении разных видов стратификации бассейновых вод, присклоновые и склоновые — в формировании состава апвеллинговых вод, донно-равнинные — в появлении глубоководных оазисов и биогермных построек, оторванно-пелагические — в образовании внутрибассейновых аномальных «пузырей» или поверхностных аномальных пленочных экосистем и т. д.

Особого внимания заслуживает **котловинно-западинный** тип, отвечающий за одно из очень важных для седиментогенеза явлений — за **стратификацию** (вертикальную расслоенность) бассейновых вод. Этот тип связан с относительно замкнутыми западинами дна водоемов, разной формы, размера и генезиса. Ореолы влияния очагов локализуются в таких западинах. При интенсивном

и/или длительном проявлении разгрузок ореолы, разрастаясь, сливаются и целиком заполняют придонные части западин и котловин, в том числе и очень крупных. Придонные слои аномальных вод формируют разные виды стратификации. Характерны аномалии минерализации, плотности, ионно-солевого и газового состава, температуры, концентраций сероводорода, метана и других проявлений **аноксидности** (бескислородности) среды и др. Физико-химические типы стратификаций в большей мере зависят от макро- и микроособенностей разгружающихся флюидов и их соотношений с фоновыми показателями обстановок разгрузки. Мощность придонных аномальных слоев изменяется в широких пределах, достигая многих сотен метров. Проявления стратификации установлены во многих внутренних и окраинных морях, заливах, озерах. Широко известны высококонцентрированные металлоносные придонные рассолы, находящиеся на глубинах до двух и более км под толщами нормально-морских вод во впадинах морей и заливов: Красного, Средиземного, Мексиканского и др. Ярко проявляется зараженность вод сероводородом, связанная с поступлением либо «готового» H_2S , либо с его образованием в результате сульфатредукции в местах разгрузки углеводородов. Сероводородно-метановые воды распространены практически во всей акватории Черного моря и все чаще обнаруживаются в придонных впадинах многих других морей: Карибского, Балтийского, Каспийского, норвежских фьордов и др. Разные виды стратификации (газовая, солевая, щелочно-кислотная, температурная) характерны для озер внутриконтинентальных рифтовых систем (Восточно-Африканской системы, Мертвого моря и др.). Рост интенсивности разгрузки сопровождается подъемом верхней границы зоны придонной стратификации и ведет к «захвату» этой зоной большей части водоема, а в пределе — водоема в целом. Бассейн Черного моря близок к полному «заражению» его водной массы. В мелководных акваториях изменения довольно быстро захватывают всю водную толщу водоемов.

Явление стратификации палеоводоемов (палеостратификации) — одно из часто обсуждаемых в разных науках о Земле. Его справедливо привлекают в качестве главной причины появления в осадочных разрезах разного рода аномальных биотических, хемогенных и рудных образований. В том числе высокоуглеродистых отложений. Однако при обсуждении причин их возникновения обычно привлекаются лишь различные «чисто» экзогенные процессы и их следствия. Мы полагаем, что доминирующей причиной возникновения (чаще всего «внезапного» и многократного) стратификаций является (и являлась) активизация восходящих разгрузок, обогащающих слои придонных вод компонентами флюидов и вызывающих их кризисные изменения.

Имеющийся материал позволяет рассматривать флюидные разгрузки в качестве важного и мощного средообразующего фактора, вызывающего ныне (и вызывавшего в прошлом) разные виды аномалий среды, весьма значимые для седиментогенеза и рудогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беленицкая Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи / Г.А. Беленицкая // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. — 2011. — Т. 153. — Кн. 4. — С. 97-113.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И РЕЦИКЛИНГ СОЛЯНЫХ ТЕЛ В ХОДЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Г.А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия

Современная картина распространения и морфологии соляных тел в недрах Земли во многом определяется их ключевой особенностью — «подвижностью», а потому нестабильностью и плохой сохраняемостью на месте возникновения. А это, в свою очередь, определяет своеобразие их кинематической истории — солянотектонической и собственно тектонической. Цель сообщения — охарактеризовать общие тенденции кинематической эволюции солей в ходе тектонического развития соленосных структур под влиянием проявлений солянотектонических и собственно тектонических (ортотектонических) деформаций, определяющих итоговую картину распространенности солей.

По комплексу наиболее значимых морфокинетических особенностей соляных тел, определяемых степенью и типом деформированности, они могут быть разделены на три группы [1]: 1) **субпластовые** с седиментационной стратификацией, не нарушенные сколько-нибудь значительно деформациями; 2) **солянотектонические**, значительно деформированные соляной тектоникой, но не нарушенные или слабо нарушенные проявлениями ортотектоники; 3) **ортотектонические**, с интенсивными проявлениями собственно тектонических деформаций. Основные выявленные к настоящему времени объемы солей заключены в составе тел двух первых групп, залегающих среди тектонически не деформированных или слабо деформированных осадочных комплексов. Тела третьей группы, находящиеся среди интенсивно деформированных комплексов, плохо изучены, содержат соли в существенно меньшем, но все же значимом количестве и могут играть важную геологическую роль.

В солянотектонической группе выделены два морфокинетических вида соляных тел, различия которых определяется доминирующим вектором миграции солей: субвертикальные — диапировые и морфологически подобные им тела, и сублатеральные — покровообразные и другие субпластовые тела, широкое распространение которых и их колоссальные масштабы установлены лишь в последние десятилетия. Обычны взаимопереходы и многообразные сочетания тел двух видов. В ортотектонической группе соли распространены главным образом в виде остаточных инситу и инъекционно-тектонических образований. Они находятся в разрезах разновозрастных покровно-складчатых областей, максимально в зонах их тектонического сопряжения с платформами, а также, хотя и реже, в их фундаменте. Сохранившиеся соляные тела этой группы гораздо менее масштабны, чем тела двух других. Соли здесь присутствуют преимущественно в составе аллохтонных складчато-надвиговых пакетов, а также перекрытых ими автохтонных соленосных осадочных серий. Наиболее широко они распространены в покровно-складчатых системах молодых (неогеодинамических) аккреционно-коллизийных орогенов. В более древних фанерозойских аналогах их количество и масштабы более ограничены, а среди докембрийских — незначительны, чаще пока могут лишь предполагаться по косвенным показателям. Ограниченны находки солей и среди комплексов фундамента платформ. Малая распространенность солей ортотектонической группы не является седиментационной; она обусловлена крайне малыми возможностями сохранения солей в недрах *in situ* в ходе геолого-тектонической истории. Масштабы исходной (доскладчатой и дометаморфической)

солёности во многих случаях были значительными, нередко грандиозными. Более масштабной, чем принято думать, может оказаться и сохранившаяся до настоящего времени солёность недр. Сохранение солей наиболее вероятно в «поднадвиговых» и/или тектонически «зажатых» условиях, преимущественно в зонах глубоко погребённых масштабных перекрытий блоками докембрийских, в том числе кристаллических пород. Проблемы современной солёности надвиговых и поднадвиговых комплексов складчатых областей во многом сходны с проблемами их нефтегазосности, которые в последние десятилетия составили одно из приоритетных направлений нефтегазовой геологии.

На разных стадиях геодинамической эволюции солёных структур доминируют определённые типы соляно-тектонических и ортотектонических деформаций соляных тел и наблюдаются определённые тенденции их смены. На рифтовой стадии преобладает диапиризм, на пассивноокраинной и особенно на раннесубдукционной значительную роль приобретает соляно-тектоническое покровообразование. Активные ортотектонические деформации осадочных серий, происходящие в ходе аккреционно-коллизийных процессов и формирования покровно-складчатых систем, ведут к массовому тектоническому выжиманию рассольно-соляных масс, вплоть до сохранения на местах их бывшего залегания лишь «соляных швов», фрагментов слоев материнских солей, отдельных более мощных остаточных блоков. Лучше сохраняются тела более устойчивых парагенных солям пород (ангидритов, доломитов и др.). На путях миграции образуются разнообразные инъекционно-тектонические формы – вторичные и третичные «соляные швы», перемещённые блоки, разнообразные по морфологии инъекционно-тектонические внедрения и др.

Одно из важных следствий массовой эмиграции рассольно-соляных масс в ходе кинематической эволюции — ответная сомасштабная аккумуляция значительной их части в седиментационных депрессиях на более молодых стратиграфических уровнях с формированием новых генераций соляных тел. Эти процессы проявляются уже в ходе активного развития соляной тектоники, формируя аллохтонные покровообразные соляные тела, а в фазы тектонических перестроек достигают максимальных масштабов. В обоих случаях в седиментационных бассейнах возникают соляные тела не «чисто» осадочной, а инъекционно-осадочной (рециклинговой) природы [1]. Они имеют пластообразную форму и субсогласный характер залегания с вмещающими стратифицированными отложениями. А это ставит задачу включения способов образования подобных тел в общую систему моделей солёнонакопления.

Для всех типов глубоко погружённых солей, особенно ортотектонической группы, вероятно участие в эндогенных (магматических, метасоматических, метаморфических) процессах и влияние на их петрологическую, геохимическую и рудную специализацию. Частично эти вопросы рассмотрены в работе [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Беленицкая Г.А. Соли в земной коре: распространение и кинематическая история / Г.А. Беленицкая // Литосфера. – 2017. – № 17(3). – С. 5-28.
2. Беленицкая Г.А. Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 1. Природные соляно-щелочные ассоциации / Г.А. Беленицкая // Литосфера. – 2018. – № 18(2). – С. 153-176.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РОССИИ

П.Е. Белоусов¹, Н.М. Чупаленков², В.В. Крупская^{1,3}

¹ФГБУ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

²ФГБУ ВИМС, Москва, Россия

³МГУ, Москва, Россия

Данная работа посвящена краткому обзору геологической позиции, закономерностям размещения, а также минерально-сырьевой базе терригенно-диагенетических полезных ископаемых России, на примере бентонитовой глины и цеолита.

Ориентировочные запасы бентонитовой глины в России составляют 189 млн.т. по категории А+В+С₁ и 146 млн.т. по категории С₂ (табл. 1). Суммарная добыча за 2017 год составила более 700 тыс. тонн. [1-3] В плане генезиса, в России представлены осадочные и вулканогенно-осадочные бентониты и в незначительной степени элювиальные. Процесс образования осадочных бентонитов довольно сложный и включает в себя вымывание и переотложение первичного обломочного и коллоидно-дисперсного материала из зон выветривания континентальных участков и переотложение в бассейны седиментации. К данному типу относится большинство месторождений бентонитов на территории Российской Федерации (Биклянское, Березовское, Зырянское, Ижбердинское, Сарайбашское, Никольское, Майдан-Бентонитовое и др.). Месторождения осадочного типа связаны с древними плитами, платформами, а также предгорными прогибами, в эпоху стабилизации тектонических движений.

Таблица 1

Минерально-сырьевая база бентонита и цеолита России

Полезное ископаемое	Запасы кат. АВС ₁ , млн.т	Запасы кат. С ₂ , млн. т	Количество месторождений на балансе	Разрабатываемые месторождения	Общая годовая добыча, тыс.т.
Цеолит	594	799	18	6	66,9
Бентонит	189	146	37	8	700

Для бентонитов вулканогенно-осадочного типа характерно высокое качество сырья и сложное геологическое строение месторождений. Они формируются путем подводного преобразования вулканических пеплов в слабощелочных условиях прибрежных частей морей и озер. Вулканогенно-осадочные месторождения связаны со складчатыми поясами и предгорным прогибами (окраинно-континентальные орогены и прилегающие к ним краевые части платформ на морском шельфе и озерах вулканических областей) в период активного вулканизма [5]. Обычно месторождения вулканогенно-осадочного типа относятся к неоген-палеогеновому возрасту, реже меловому и каменноугольному.

Зачастую, месторождения вулканогенно-осадочного генезиса пространственно и генетически связаны с угольными бассейнами и образуют бентонитоносные провинции. Связь между бентонитовыми глинами и угленосными отложениями объясняется тем, что условия осадконакопления ископаемых углей являются благоприятными для формирования бентонитовых залежей. Наличие кислого вулканизма в регионе и широкое развитие угольных бассейнов является потенциально благоприятными условиями для формирования вулканогенно-осадочных бентонитоносных провинций. Примерами таких провинций являются респ.

Хакасия (м-е 10-й Хутор), о-в Сахалин (Тихменевское м-е), Хабаровский (Ургальское м-е) и Приморский (Зеркальное м-е) край.

Ориентировочные запасы цеолита в России составляют 594 млн.т. по категории A+B+C₁ и 799 млн.т. по категории C₂ (табл. 1). Разведанные запасы природных цеолитов распределены весьма неравномерно. К крупнейшей сырьевой базе цеолитов относится Забайкальский край (85% всех балансовых запасов) с Шивыртуйским и Холинским месторождениями [5].

Цеолиты образуются за счет переработки терригенных и вулканогенных пород в результате диагенеза или гидротермально-метасоматических процессов. В зависимости от состава материнского вещества и условий осадконакопления, цеолиты подразделяют на три генетических типа: вулканогенно-осадочный, гидротермальный и осадочный. Цеолиты вулканогенно-осадочного типа образуются в условиях морских и озерных бассейнов на стадии диагенеза и приурочены к зонам краевых платформ, межгорных впадин и областям активного тектонического режима. Цеолиты гидротермального генезиса формируются действием низкотемпературных (до 100°C) гидротермальных растворов и приурочены к вулканическим поясам прижерловых зон и рифтогенным структурам, формируются на склонах палеовулканов. Для осадочного типа месторождений цеолитов характерно образование в морских, платформенных бассейнах со спокойной гидродинамической обстановкой, в условиях гумидного или полупустынного климата [5].

Стоит отметить, что механизм образования бентонитов и цеолитов схож, как по составу материнского материала, так и по условиям. Зачастую, цеолитовые и бентонитовые породы встречаются в одной геологической структуре и даже в пределах одного месторождения. Определяющим фактором при раскристаллизации алюмо-кремнистого геля является pH раствора (табл. 2). В слабощелочных условиях (pH 7.5-8.0), образуются минералы смектитовой группы, а при pH 8-9 - образуются минералы цеолитовой группы [5].

Таблица 2

Минеральный состав важнейших месторождений бентонита и цеолита

	Цеолит (клиноптилолит)	Цеолит (гейландит)	Смектит	Иллит	Хлорит	Кварц	Кристобалит	Кальцит	Альбит
Цеолит Холинского м-я	37.9	13.4	8.6	5.5		2.6	27.5		4.5
Бентонит м-я 10й Хутор			73		1.2	14,2		3	8,6

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 18-77-00015).

ЛИТЕРАТУРА

- 1-4. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации: [1] - «Глины Бентонитовые», 2018; [2] - «Глины для буровых растворов», 2018; [3] - «Формовочные материалы», 2018; [4] – «Цеолиты», 2016.
5. Дистанов У.Г. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерогенеза неметаллов / У.Г. Дистанов, Е.М. Аксенов, А.А. Сабитов и др. – М.: Изд. Геоинформатика, 2000. – С. 83-96.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННО-УГОЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛЯРМАУТСКОГО ПОДНЯТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

В.Э. Белошей, М.И. Тучкова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Исследуемая территория расположена в Чукотском автономном округе, в Билибинском районе. Тектонически территория относится к Верхояно-Чукотской складчатой области, Анюйско-Чукотской складчатой системе. Блоки верхнедевонско-нижнекаменноугольных пород и фрагменты их разрезов обнажаются в пределах современных поднятий и на шельфе Чукотского моря.

Объектом исследований являются метаморфизированные до эпидот-амфиболитовой фации [2] осадочные отложения верхнего девона и нижнего карбона Алярмаутского поднятия Анюйского субтеррейна. В пределах поднятия палеозойский комплекс представлен терригенно-карбонатной толщей верхнедевонско-нижнекаменноугольного возрастов, разделенных на люпвеевскую толщу (D_3-C_1/p) и вернитакайвеевскую свиту (C_1vr).

Верхний отдел девонской системы и нижний отдел каменноугольной системы объединены в люпвеевскую толщу (D_3-C_1/p), представленную массивными сильно метаморфизованными и огнейсованными кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями кварцитов. Общая видимая мощность толщи 730 м, подошва в пределах изучаемой территории нигде не обнажается [3-5].

Вернитакайвеевская свита (C_1vr) согласно залегает на люпвеевской толще, от которой отличается наличием мраморизованных известняков [1] и амфиболово-пироксеновых сланцев. Нижняя граница свиты проводится по появлению первых прослоев известняков с *Lonsdaleia* cf. *Floriformis* Mart и *L. Floriformis* var. *Septentrionalis* Gorsky [4]. Ископаемые кораллы свидетельствуют о турнейско-визейском возрасте отложений. Позднее были найдены фаунистические остатки кораллов *Siphonodendron irregulare* или *S. Martini*, которые были указывают на поздневизейский возраст вмещающих пород (определение О.В. Коссовой, ВСЕГЕИ) [7]. На всей площади распространения отложения свиты сильно метаморфизованы. Наиболее значительный метаморфизм отмечается на правом берегу р.Люпвеем и в бассейне р.Китепвеем вблизи крупных интрузивов. Общая мощность 395 м. На вернитакайвеевской свите с тектоническим несогласием залегают отложения триаса (кэпервеевская свита).

Актуальность исследований обусловлена недостаточностью изучения осадочных комплексов палеозоя [5] и уточнению их границ в Алярмаутском поднятии. Новые данные по петрографии, геохимии и изотопии девон-каменноугольного комплекса Алярмаутского поднятия позволяют уточнить как стратиграфические границы распространения люпвеевской толщи, так переинтерпретировать палеорекострукции палеозойского осадочного бассейна Чукотки.

В начале исследований авторами были пересмотрены материалы предшественников (находки фауны, датировки, описанные разрезы и палеорекострукции). Позднее были подробно проанализированы минералогическая и геохимические характеристики 9 обнажений верхнедевонско-нижнекаменноугольных карбонатов и терригенных пород, расположенных в пределах поднятия.

На основе полученных новых данных для Алярмаутского поднятия сделан вывод о пересмотре границ между люпвеевской толщей и вернитакайвеевской

свитой, уточнен литологический состав люпвеемской толщи и вернитакайвеемской свиты, также сделаны выводы об условиях осадконакопления и геодинамическом режиме.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2016-0022.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева Н.М. Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля / Н.М. Васильева, М.Ф. Соловьева // Региональная биостратиграфия карбона современных континентов – М.: Наука, 1979. – С. 128-132.
2. Катков С.М. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) / С.М. Катков, Э.Л. Миллер, Дж. Торо // Геотектоника. – 2010. – № 5. – С. 61-80.
3. Рогозов Ю.Г. Девонские отложения побережье пролива Лонга (Центральная Чукотка) / Ю.Г. Рогозов, Н.М. Васильева // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. – 1968. – Вып. 13. – С. 151-157.
4. Садовский А.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXVII, XXVIII / А.И. Садовский, М.Л. Гельман. – М., 1970. – 75 с.
5. Тибилов И.В. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы / И.В. Тибилов, И.Ю. Черепанова. – М.: ГЕОС, 2001. – 94 с.
6. Dumoulin J.A. Carbonate rocks of the Seward Peninsula, Alaska: Their correlation and paleogeographic significance / J.A. Dumoulin, A.G. Harris, J.E. Repetski // Geological Society of America Special Papers. – 2014. – V. 506. – P. 59-110.
7. Tuchkova M.I. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography / M.I. Tuchkova, S.D. Sokolov, T.N. Isakova et al // Journal of Geodynamics. – 2018. – P. 1-31.

МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Е.В. Беляев

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия

Кавказская провинция, соответствующая Кавказской складчатой (аккреционно-коллизионной) области, имеет сложное строение и состоит из целого ряда минерагенических зон: Северо-Кавказской, Западно-Кавказской, Главного Хребта и др., – в состав которых входят в свою очередь 10 подзон.

Северо-Кавказская зона подразделяется на 3 подзоны: Северо-Кавказской Моноклинали, Лабино-Малкинскую, Передового Хребта. Первая из них сложена отложениями мергельно-известняковой формации (K_2-P_1mi), к которой приурочены месторождения и проявления известняков, абразивов, минеральных пигментов, цементного сырья, облицовочных камней; карбонатно-глинистой и глауконитовых песчаников (K_1) – минеральных пигментов, цветных камней; карбонатно-эвапоритовой и терригенно-карбонатной (J_{2-3}) – поваренной соли, гипсов, цементного сырья, цветных камней; мергельно-глинистой ($P_{1-2}mg+gr$) – цеолитов, цементного и кремнистого сырья; терригенно-карбонатного комплекса формаций – известняков, огнеупорных глин, гипса, фарфоровых, облицовочных, цветных камней и коллекционного сырья.

В данной подзоне с отложениями объединенных формаций мергельно-глинистой и глауконитовых песчаников с фосфоритами ($P_{1-2}mg-gr$) ассоциируют месторождения и проявления цементного сырья (мергель), бентонитов, цеолитов, глин адсорбционных, мела и облицовочных камней; карбонатно-глинистой и глауконитовых песчаников (K_1kg+gr) – песков стекольных и формовочных, известняков; карбонатно-терригенной $K_1kt(e)$ – известняков, глауконитов, абразивов. В породах нерасчлененной формации карбонатно-эвапоритовой и терригенно-карбонатной ($J_{2-3}ke+tk$) присутствуют проявления гипса, барита, известняков, доломитов, облицовочных камней, абразивных материалов, минеральных пигментов.

Лабино-Малкинская подзона выполнена породами песчаниково-глинистой с вулканитами ($J_{1-2}pg$), андезито-дацитов и глинисто-песчаниковой угленосной ($J_{1ad}+dp(u)$) формаций, которые являются продуктивными на полевошпатовое сырье, облицовочные камни, минеральные пигменты, огнеупорные глины. С четвертичными отложениями (Q_{III}) связаны проявления мелкозернистого мусковита. В породах нерасчлененной андезито-дацитов и глинисто-песчаниковой угленосной формации ($J_{1ad}+gr$), терригенной ($D_{2-3}tt$) локализуются объекты облицовочных камней, минеральных пигментов, барита, мелкозернистого мусковита, гипса, цветных камней.

Минерагеническая подзона Передового Хребта складывается континентально-шельфовыми отложениями формаций терригенного грубообломочного с вулканитами состава ($P-T_1tg/v$), прибрежно-морскими отложениями сероцветной формации ($C_{1-3}ms$), шельфовыми отложениями терригенно-карбонатного профиля (D_3-C_1tk), терригенными задугового рифтогенного бассейна ($D_{2-3}tt$) и островодужными формациями вулканогенного профиля ($D_{1-2}v$), офиолитовой кремнисто-терригенно-вулканогенной (PZ_1ktv) формации, с которыми ассоциируют месторождения и проявления облицовочных камней, барита, абразивов, талька и асбеста, цветных камней. С терригенно-карбонатной формацией (D_3-C_1tk) связаны объекты полевошпатового сырья, абразивов, волластонита, с кремнисто-терригенно-вулканогенной (D_{2-3}) – баритов и яшм.

В Западно-Кавказской минерагенической зоне выделены подзоны: Новороссийско-Лазаревская, Абино-Гунайская, Чвежипсинская, Гойтхско-Ачишхинская. В геологическом строении первой из них доминируют образования флишевой терригенно-известняково-мергельной формации (K_2f), с которой связаны месторождения известняков, облицовочных камней, оптического кальцита, с флишеидной кремнисто-карбонатно-терригенной надформационной ассоциацией (P_{1-2fst}) – опоки и цеолиты.

В Абино-Гунайской подзоне с образованиями терригенно-известняково-мергелистой (K_1mpg) формации ассоциируют бентонитоподобные породы. В строении Чвежипсинской подзоны участвуют образования известняково-мергелистой (K_{1-2im}) формации с проявлениями облицовочных камней. Гойтхско-Ачишхинская минерагеническая подзона выполнена отложениями терригенной флишеидной (с вулканитами) формации, $J_2(v)$ с цеолитами.

В минерагенической зоне Главного хребта развита вулканогенно-терригенная формация (J_2), с которой связаны объекты яшм; с песчано-глинистой (с вулканитами) формацией (J_{1-2pg}) – кровельных сланцев, кварцевого сырья, поделочных камней; с базальтовой (J_2b) – облицовочных камней; терригенно-карбонатной с вулканитами, $C_3-P_2tk(v)$ – металлургического сырья и облицовочных мраморов; нерасчлененной песчаниково-глинистой и андезито-дацитовой ($J_{1-2ad+pg}$) – абразивного сырья, облицовочных камней, полевого шпата, минеральных пигментов, сырья для производства базальтового волокна; песчано-глинистой (с вулканитами) $J_{1-2pg}(v)$ – кварцевого сырья, облицовочных и поделочных камней.

В состав Восточно-Кавказской зоны включена подзона Известнякового Дагестана, сложенная отложениями мергельно-глинистой ($P_{1-2mg+gr}$), мергельно-известняковой (K_2-P_1mi), карбонатно-терригенной с эвапоритами и целестином, $K_1kt(e)$ и объединенной карбонатно-эвапоритовой и терригенно-карбонатной ($J_{2-3ke-tk}$) формациями, с которыми связаны объекты цеолитов, известняков, облицовочных камней, глин огнеупорных и тугоплавких, доломитов, гипса, абразивов, песчаников.

Агвали-Хивская минерагеническая подзона выполнена преимущественно терригенными отложениями объединенной карбонатно-эвапоритовой и терригенно-карбонатной формации ($J_{2-3ke-tk}$), глинистой формации (J_2g), терригенной ассоциации (J_{1-2tmt}) и глинистой (с песчаниками) метаморфизованной субформации ($J_1g(p)$), с которыми связаны проявления кровельных сланцев, песчаников, известняков, гипсов, минеральных пигментов, абразивных материалов.

В породах нерасчлененной ниже-среднеюрской терригенной и глинистой (с вулканитами) формаций, $J_{1-2pg}(v)$ подзоны Бокового Хребта установлены проявления абразивного и кварцевого сырья, поделочных камней.

В минерагенической зоне Южного Склона развиты породы песчаниково-глинистой формации (J_{1-2pg}), в которых локализуются проявления кровельных сланцев.

Проведенный минерагенический анализ территории Северного Кавказа позволил выделить целый ряд перспективных площадей на различные виды минерального сырья, способствовал планированию геологоразведочных работ, направленных на расширение и освоение минерально-сырьевой базы твердых неметаллических полезных ископаемых региона.

ЛИТОЛОГИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ ОЗЕРО КУЧУК (РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ)

Е.В. Беляев, Ю.В. Баталин

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия

Месторождение минеральных солей и брома Озеро Кучук (Алтайский край) входит в состав Кучук-Кулундинской озерной системы, которая представляет собой уникальный пример современного континентального соленакопления. Эрозионно-тектоническая котловина озера сложена отложениями трех стратиграфических горизонтов (снизу вверх): неогенового (глинистые породы с линзами и прослоями песков) павлодарской (N_{1-2pv}) и кулундинской (N_{2kln}) свит, средне-верхнечетвертичного (иловатые супеси и суглинки, илистые пески) карасукской ($Q_{II-IIIkrs}$) свиты, современного хемогенного (chQ_{IV}) и аллювиального (aQ_{IV}).

Главным полезным ископаемым месторождения является мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), входящий в состав покровных отложений (новосадки и старосадки) и корневой залежи. В поверхностной рапе разведаны запасы сульфата натрия, а также хлористых солей натрия и магния, брома, представляющих собой попутные полезные ископаемые.

Полезная толща представлена слоем высокоминерализованной рапы мощностью до 3,4 м (в среднем 1,3 м) и современными соляно-илистыми отложениями, залегающими непосредственно на отложениях карасукской свиты. По литологическим признакам соляно-илистые отложения разделяются на четыре основные толщи (сверху-вниз):

1) рыхлые покровные отложения (новосадка, старосадка) мирабилита, в меньшей степени, тенардита (Na_2SO_4), поваренной соли ($NaCl$), ила, содержащие в среднем 44,54% Na_2SO_4 и имеющие мощность 0,01-0,60 м (в среднем 0,2 м);

2) плотный кристаллический мирабилит-стеклец средней мощностью 2,5 м (максимальная мощность 5,2 м);

3) мирабилит с илом средней мощностью 0,7 м;

4) ил с включениями мирабилита и гипса средней мощностью 1,8 м.

В покровных отложениях преобладающим развитием пользуется мирабилит (45,4-85,6%). В минеральном составе, рассчитанном через астраханит и эпсомит, установлено повышенное содержание тенардита (4,6-25,1%) и галита (7,3-40,6%).

К мирабилиту-стеклецу относятся соляные отложения, содержащие $Na_2SO_4 \geq 32\%$, нерастворимого остатка (н.о.) $\leq 12\%$. Мирабилит с илом (мирабилит-сагыз) содержит н.о. в количестве 12-50%; ил с мирабилитом – $\geq 50\%$.

В литолого-минералогическом отношении мирабилит-стеклец представляет собой практически мономинеральный агрегат (содержание ила в среднем $\leq 15\%$) разобщенных кристаллов размерами 0,5-5,0 см, редко до 10 см столбчатого и призматического облика.

Корневая залежь, в которой сосредоточены основные запасы сульфата натрия месторождения Озеро Кучук, представлена мирабилитом-стеклем. Соляная залежь длиной 16,3 км и шириной 9,3 км представляет собой эллипсообразную линзу, имеющую ровную поверхность кровли и выпуклую подошву. Общая площадь залежи 125 км².

Разработка месторождения Озеро Кучук, начатая в 1961 г., производится путем перекачивания летней поверхностной рапы в садочный бассейн (оз. Селитренное). Способ добычи, применяемый в настоящее время

ОАО «Кучуксульфат» включает в себя несколько методов: геотехнологический, бассейновый и горный (карьерный).

1. За период эксплуатации в гидрогеологическом и гидрохимическом режиме озера Кучук произошли изменения, обусловленные как природными, так и техногенными факторами. Процессы осаждения и растворения солей, активно протекающие на месторождении, изменяют количественный солевой состав как рапы, так и минеральных образований, и в конечном итоге интегрируются в перераспределении запасов солей между твердой и жидкой фазами.

2. Для системного изучения гидрохимического режима оз. Кучук, качественных характеристик рапы, покровных отложений и корневой залежи необходимо проведение круглогодичного мониторинга. С этой целью в настоящее время сотрудниками ФГУП «ЦНИИгеолнеруд» производится отбор проб рапы и покровных отложений, определение их мощности, глубины залегания корневой линзы мирабилита-стеклеца. Кроме того, измеряются температура воздуха, рапы, ее плотность. Полученные результаты послужат основанием для постановки детальной разведки месторождения Озеро Кучук. Разведочные работы целесообразно выполнять в годы критического уровня и объема рапы, когда запасы сульфата натрия в ней минимальны, а в покровных отложениях – максимальны. Корневая залежь мирабилита-стеклеца должна быть разведана в многоводные годы, когда мощность покровных отложений минимальна. В ближайшей перспективе такими годами будут 2021-2022 гг.

3. При разведке озерных отложений месторождения Озеро Кучук целесообразно изучение магнитных параметров осадочных пород по методике, разработанной отложений оз. Бол. Яровое (Алтайский край) в Казанском (Приволжском) федеральном университете (Л.Р.Косарева).

4. Существующий способ добычи мирабилита имеет ряд отрицательных факторов: двухгодичный цикл закачки рапы в садочный бассейн, проведение трудоёмких дренажных работ, прокладка и демонтаж временных железнодорожных путей, складирование мирабилита с использованием бульдозеров, погрузка его экскаваторами в думпкары. Возможен более экономичный и менее трудо- и финансовозатратный способ – гидродобыча мирабилита. Техничко-экономическое обоснование гидродобычи будет возможно после детального мониторинга и разведки запасов месторождения.

5. Эффективное освоение и длительная сохранность месторождения Озеро Кучук возможны на основе комплексного промышленного использования его поверхностной рапы путем бассейнового способа дифференцированного осаждения мирабилита и галита с накоплением хлормагниевого рассола в отдельных бассейнах непосредственно в акватории озера. С физико-химических и технологических позиций комплексная переработка кучукской рапы для получения сульфата натрия, садочной поваренной соли и хлормагниевого рассола (обогащенного бромом) для заводской переработки достаточно обоснована и весьма актуальна.

В прогнозируемый период до 2050 г. решение проблемы регулирования режима озера Кучук и его комплексного освоения предопределил более эффективную добычу сырья путем естественных технологий отработки корневой линзы и рапы озера, а также создаст реальные предпосылки его длительной эксплуатации и сохранения.

ГЕОХИМИЯ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА ТОРФА ВЕРХОВОГО БОЛОТА ВЫДРИНО (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.А. Бобров¹, А.Е. Мальцев¹, Г.А. Леонова¹, В.Н. Меленевский², М.А. Климин³,
А.С. Шавейкин¹, Ю.С. Восель¹, Л.В. Мирошниченко¹, С.В. Бобров¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Объектом нашего исследования является голоценовый разрез верхового болота Выдрино (51 29' 664" с.ш. и 104 52' 798" в.д.), находящегося в 3-х километрах от устья р. Выдриной. Мощность вскрытой торфяной залежи составляет 4,4 м, а возраст оценивается в 11,3 тыс. л. (¹⁴C). Торфяная залежь характеризуется неоднородным ботаническим составом (рис.), который влияет на характер распределения зольности и ряда химических элементов (Sr, Br, I, Rb, Cu, Zn). Особенно интересен интервал 360–440 см, характеризующийся аномально высокими содержаниями Cu, Zn и повышенными значениями Rb, Sr и зольности, на фоне падения концентраций йода. Эта часть торфяной толщи формировалась в начале голоцена в условиях влажного климата и неустойчивого водного режима, что подтверждается разнообразием и частой сменой ботанического состава торфа. По-видимому, это способствовало накоплению данных элементов на этапе формирования торфяника.

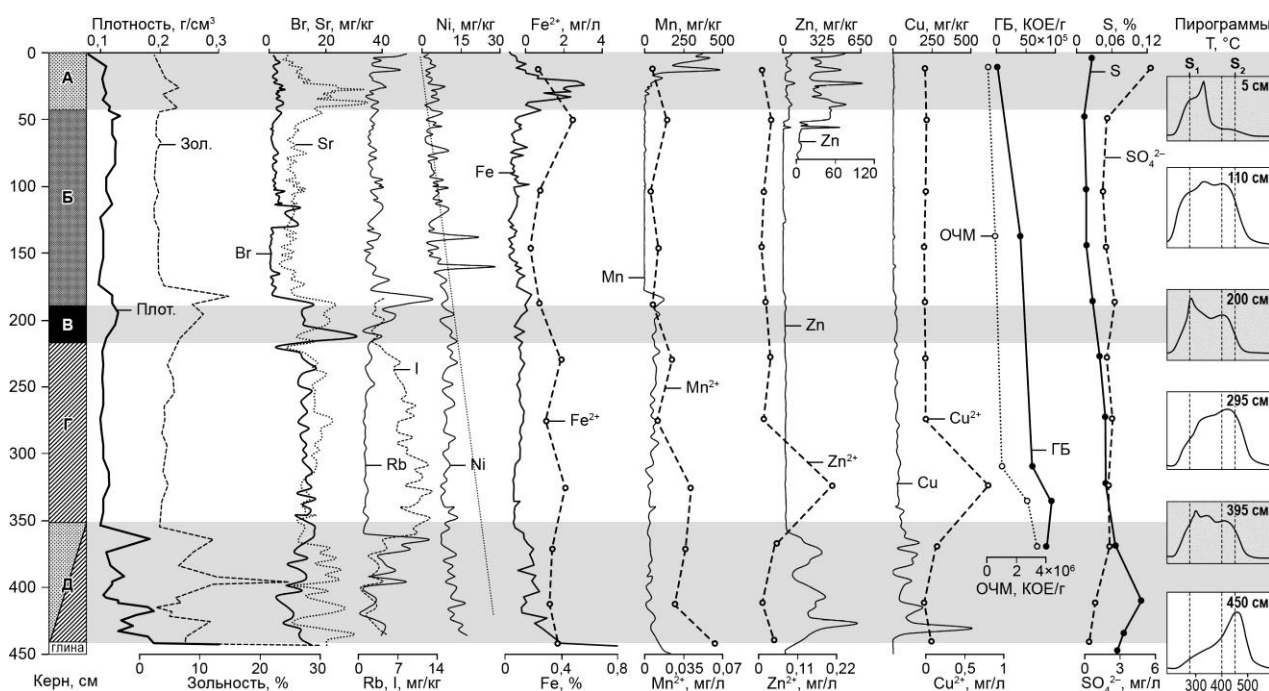


Рисунок. Распределение химических элементов в болотных водах и торфе, пирограммы торфа, общая численность микроорганизмов (ОЧМ) и гетеротрофные бактерии (ГБ). А) 0–40 см — сфагновый торф с небольшим количеством остатков кустарничков и трав. Б) 40–180 см — торф преимущественно травянистого или кустарничково-травянистого состава с незначительным участием древесных и кустарниковых остатков. В) 180–220 см — в торфе доминируют остатки зеленых мхов с небольшим участием остатков кустарничков и трав. Г) 220–360 см — древесный торф с прослоями травянистого торфа. Д) 360–440 см — слоистый торф с изменчивым составом. Выделяются маломощные прослои, в которых преобладают остатки либо древесных, либо травянистых растений, а также сфагновых, иногда гипновых мхов.

Анализ форм пирограмм (спектров продуктов пиролиза) дает представление о составе органического вещества (ОВ) торфов. Данные пиролиза подтверждают изменение бот. состава торфа по разрезу. Также формы пирограмм показывают, что с глубиной ОВ торфяника теряет лабильные компоненты, представленные низкотемпературными пиками S_1 , которые отмечаются в верхних интервалах. В подстилающих торф отложениях присутствуют уже высокотемпературные пики S_2 , характерные для керогена (макромолекулярных алифатических структур), что говорит о глубокой трансформации ОВ. Это свидетельствует о том, что здесь присутствует более «древнее», зрелое ОВ (чем в материале торфа) уже прошедшее ряд преобразований в диагенезе.

В процессе диагенеза, при непосредственном участии микроорганизмов, происходит трансформация химического состава болотных вод. С глубиной в них отмечается рост продуктов минерализации ОВ. Так, значения растворенного углерода ($C_{орг}$) возрастают с 27,6 до 48,4 мг/л на фоне увеличения численности гетеротрофных микроорганизмов. Отмечается рост с глубиной восстановленных форм Fe, Mn, Cu, Zn (рис.). Снижение концентраций SO_4^{2-} уже в верхних интервалах торфа является отражением процессов бактериальной сульфатредукции. Однако, сульфидов Fe в материале торфа обнаружено не было, но в нижних интервалах (360–440 см) торфа с аномально высокими концентрациями Cu, Zn установлены сульфиды Cu с примесью Zn размером до 3 мкм. При участии сульфатредуцирующих бактерий (СРБ) и присутствия в болотных водах подвижных форм Zn^{2+} и Cu^{2+} становится возможным образование сульфидных минералов. Известно, что СРБ рода *Desulfovibrio* способны при наличии в субстрате Cu^{2+} образовывать сульфиды меди: ковеллин, халькоцит. Образование аутигенных сульфидных минералов маркирует падение содержаний Cu, Zn и SO_4^{2-} в болотных водах торфяника.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-35-00072 мол_а.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ШУЛЕПОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН

М.А. Богуславский

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Шулеповское месторождение глины расположено в Рязанской области, в 13 км юго-западнее пос. Милославское. Месторождение отличается высокой стабильностью химического и минерального составов, и практически весь пласт включает глину одного сорта [1].

Шулеповское месторождение является одним из крупнейших месторождением огнеупорных глин в России. Огнеупорные глины являются дефицитным сырьем для РФ при ежегодной потребности почти в 2 млн. тонн, в России добывается около 1 млн. тонн. Недостаток огнеупорных глин покрывается за счет импорта [5].

Основным полезным ископаемым Шулеповского месторождения, являются огнеупорные и тугоплавкие глины, которые на сегодняшний день датируются, как глины нижнего мела барремского ярус, залегающие в единой линзообразной залежи, вытянутой в северо-восточном направлении и имеющей в плане извилистое очертание[4], которое обусловлено, по-видимому, границами палеолагуны и частичным постседиментационным размывом. Подобный взгляд на генезис данного месторождения рассматривается по аналогии с Латненским месторождением огнеупорных глин [3], расположенное в Воронежской области на 200 км южнее рассматриваемого месторождения.

Первыми разведочными работами в середине 70-х годов выделено 4 линзы на данном месторождении. Линза № 1 уже почти целиком разработана. Линза № 2 сейчас разведывается и изучается - именно эта линза является предметом пристального исследования в данной работе.

Анализ данных валового химического анализа глин скважин, пробуренных в районе линзы № 2, показало небольшое уменьшение количества железа, которое является вредной красящей примесью, по вертикали. При анализе изменчивости одного из основных показателей качества огнеупорных глин: содержание Al_2O_3 , статистически значимую закономерность ни по вертикали, ни по горизонтали выявить не удалось.

Сравнение основных химических показателей линзы № 1 и линзы № 2 показывает в среднем некоторое увеличение количества Fe_2O_3 и увеличение количества Al_2O_3 в линзе № 2 (табл. 1, 2), что с одной стороны ухудшает качество, но увеличения содержания двуокиси алюминия увеличивает номенклатуру потенциального использования данных глин.

Проведенный анализ минерального состава огнеупорных глин линзы № 1 показывает высокое содержание каолинита с примесью иллита (до 7%), кварца (до 7%) и следами смешанослойных образований. Для линзы № 2 минеральный состав отличен встречено большое количество монтмориллонита (до 20%) и ведущем минерале каолините.

Линза № 2 является очень перспективной для добычи огнеупорных глин. Положение в разрезе и возраст этих отложений является дискуссионными. Проточный диагенез, описываемый как основной процесс, приведший к образованию огнеупорных глин Латненского месторождения не находит своего подтверждения на Шулеповском месторождении ни при анализе химического состава (одной характеристик является вымывание железа), ни при анализе минералогических особенностей данного объекта.

Таблица 1

Химический анализ огнеупорных глин одной из характерных скважин линзы № 2

№ пробы	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
7	0,14	0,28	33,03	51	0,82	0,27	1,00	<0,010	2,3
8	0,15	0,3	33,13	49,83	0,82	0,30	1,01	<0,010	1,96
9	0,14	0,3	34,08	49,29	0,82	0,33	1,02	<0,010	1,67
10	0,12	0,29	32,94	50,63	0,79	0,32	1,02	0,012	2,64

Таблица 2

Химический анализ огнеупорных глин одной из борта карьера линзы № 1 взятые по вертикали с шагом в 1 м

№ пробы	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Мс-1	0,04	0,28	31,56	42,11	0,74	0,35	0,91	0,006	1,41
Мс-2	0,06	0,28	33,62	43,36	0,75	0,31	0,92	0,005	1,58
Мс-3	0,05	0,27	30,50	42,53	0,62	0,35	0,85	0,007	1,71
Мс-4	0,05	0,26	31,19	41,99	0,75	0,27	0,88	0,007	1,34

ЛИТЕРАТУРА

1. Афонина Г.А. Исследование химико-минералогического состава и спекаемости глины Шулеповского месторождения / Г.А. Афонина, В.Г. Леонов // Известия ТулГУ. Естественные науки. – 2014. – Вып. 1. – Ч. 2. – С. 89-98.
2. Богуславский М.А. Оперативная диагностика минерального состава огнеупорных глин на основе оптической спектроскопии в диапазоне UV-VIS-NIR / М.А. Богуславский, В.А. Рассулов // Тезисы конференции «Ломоносовские чтения 2019». – М., 2019.
3. Бортников Н.С. Латненское месторождение огнеупорных глин / Н.С. Бортников, А.Д. Савко, В.М. Новиков, Н.М. Боева, С.В. Соболева, Е.А. Жегалло, Д.И. Дмитриев, А.В. Крайнов, А.П. Жухлистов, Е.Б. Бушуева // Литология и полезные ископаемые. – 2016. – № 6. – С. 487-500.
4. Коростелев В.А. Огнеупорная глина Шулеповского месторождения / В.А. Коростелев // Новые огнеупоры. – 2006. – № 1. – С. 22-26.
5. Колоскова И.С. Российский рынок минерального сырья для производства строительной керамики / И.С. Колоскова // Минеральные ресурсы России. – 2017. – № 1. – С. 77-80.

ЛИТОЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ (Au, Pt, Pd) В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

И.А. Богуш¹, В.И. Черкашин²

¹Новочеркасский политехнический институт, Новочеркасск, Россия

²Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, Россия

На территории Северного Кавказа авторами исследована рудоносность (Au,Pt,Pd) девонской углеродсодержащей формации черносланцевого комплекса. Отложения рудоносной палеозойской черносланцевой формации Северного Кавказа представляют собой фрагментарные выходы прослеженные на протяжении всей 200 км зоны Передового хребта. Выявлены крупные площадные аномалии благородных металлов с суммарным содержанием металлов Au, Pt, Pd в пределах 1,0-1,5 г/т. Полученные результаты подтвердили ранее сделанные выводы о наличии на Северном Кавказе новой черносланцевой провинции благородных металлов.

Объектами исследования являются породы Тоханского комплекса, объединяющие андрюкскую, артыкчатскую (бахмуткинскую) свиты среднего девона. Тоханский комплекс, сложенный терригенными углеродсодержащими глинисто-кремнистыми, глинисто-карбонатными и псаммитовыми породами испытал зеленокаменный метаморфизм. Исходные глинистые породы представлены исключительно филлитами (таблица), глинистая составляющая заменена гидрослюдами, а аквагенное углеродистое вещество метаморфизовано до состояния антрацита и антраксолита. Толща прорвана жильными магматическими породами и малыми интрузиями «Худесского комплекса» (грано-диориты, граниты, андезиты, лампрофиры), содержит редкие пластовые тела риолитов, риодацитов.

Таблица

Характеристика литологического разреза отложений андрюкской свиты по р. Б. Лаба

Порода	Средний объем (%)	Вариации объема (%)	Средняя мощность (см)	Вариации мощностей (см)
Известняки	0,5	0-0,7	6,2	1-20
Филлиты	74,5	62-83	8,1	0,2-115
Метаалевролиты	8	2-20	1	0,1-5
Метапесчаники	2	1-3	4,3	1,5-10
Метакравелиты	12,5	2-28	14,3	1-120
Метаконгломераты	2,5	0-7	42,5	20-65

Литологический и петрологический анализы черносланцевой толщи показали присутствие в составе пород терригенной составляющей в отложениях Тоханского покрова продуктов размыва офиолитового комплекса – аллотигенные хромшпинелиды, кластика ультрабазитов, долеритов, габбро, фтанитов. Пелитоморфная составляющая сланцев также подчеркивает ее происхождение за счет продуктов размыва ультрабазитов с высокой концентрацией магния, хрома и никеля.

Типоморфным для черных сланцев артыкчатской свиты является комплекс элементов ультрамафитовых пород: хром, кобальт, никель, титан, марганец, ванадий, фосфор. Наиболее показателен хром с концентрациями от 0,006% до 0,5%, в среднем 0,089% (КК= 10,72). Никель преобладает над кобальтом и содержится постоянно в количествах от 0,003% до 0,15%, в среднем 0,0243% (КК=4,19). Кобальт стабильно обнаруживается во всех пробах в количествах от 0,0015% до 0,010%, среднее 0,0065% (КК=3,6). Разброс показателя марганца от 0,06 до более 1%,

среднее 0,278% (КК=2,78). Фосфор и ванадий содержатся в сланцах примерно в равных количествах; ванадий - от 0,06% до 0,015%, среднее 0,133% (КК=1,48), фосфор - от 0,05% до 0,3%, среднее 0,127% (КК=1,37). Титан стабильно проявляется в интервале 0,05-0,3%, среднее 0,447% (КК=0,99).

Ультрабазитовый источник благородных металлов черных сланцев подтверждается аномальными содержаниями металлов в базальных горизонтах и коре выветривания ультрабазитовых массивов Северного Кавказа.

Исследование отложений Тоханского покрова (данные петрографии, петрохимии, геохимии и минераграфии) показывает необычность их вещественного состава [1]. В практическом отношении проведенные исследования [2, 3] показывают наличие на Северном Кавказе крупной региональной полосы рудоносных (Au,Pt,Pd) черных сланцев. В теоретическом плане, впервые в мировой практике показан первичный источник благородных металлов в черных сланцах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богуш И.А. Новый тип оруденения благородных металлов на Северном Кавказе / И.А. Богуш, В.И. Черкашин, Г.В. Рябов, М.Ш. Абдуллаев // Доклады РАН. – 2016. – Т. 466. – № 2. – С. 193-195.
2. Богуш И.А. Центры и прогнозные ресурсы благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе / И.А. Богуш, Г.В. Рябов, В.И. Черкашин // Современные проблемы геологии геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. – М., 2017. – Т. VII. – Ч. 1. – С. 20-32.
3. Богуш И.А. Металлогения благородных металлов (Au,Pt,Pd) Северного Кавказа / И.А. Богуш, Г.В. Рябов, В.И. Черкашин // Современные проблемы геологии геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. – М.: ИИЕТ РАН, 2018. – Т. VIII. – С. 176-183.

ЛИТОЛОГИЯ И ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Л.Н. Болдушевская, Д.М. Савчик

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть, Красноярск, Россия

В разрезах скважин и обнажениях Сибири по литолого-геохимическим данным выделен ряд обогащенных органическим веществом (ОВ) глинистых, кремнисто-глинистых, карбонатно-глинистых нефтегазоматеринских толщ, изучение которых имеет важное значение при бассейновом моделировании, оценке рисков заполнения ловушек и сохранности залежей углеводородов. Приводим краткую характеристику потенциально нефтематеринских среднепалеозойских, верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений севера Средней Сибири. **Толщи силура, девона и карбона Западного Таймыра.** В обнажениях северной фациальной зоны Западного Таймыра в разрезах рек Ефремова, Зеледеева, Убойная выделяются глинисто-углеродистые сланцевые толщи силура, девона и карбона: усть-пясинская свита (S_2-D_2up), домбинская свита D_3dm , зеледеевская свита (C_1zl), эвенкская свита (C_3-P_{1ev}). Породы представлены черными глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями темно-серых глинистых известняков. Их образование происходило преимущественно в иловой впадине с застойными водами. Породы близки к фациям доманика Тимано-Печорского, Восточно-Баренцевского бассейнов [1-2]. Содержания органического углерода (Corg) в породах составляют 0,99-5,1 %, водородный индекс низкий вследствие высокой степени катагенеза ОВ. Их изначально высокий нефтегазогенерационный потенциал в ходе геологической истории полностью реализован, но результаты хроматомасс-спектрометрического анализа битумоидов этих пород и битумов из триасовых базальтов Сырадасайской площади показывают полное соответствие [3].

Пермские отложения не исключаются как нефтематеринские в восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) и Анабаро-Хатангской седловине [4]. В ЕХРП (Волочанская площадь) и Анабаро-Хатангской седловине пермские отложения представлены нижнекожевниковской (P_{1nk}), верхнекожевниковской (P_2vk) и мисайлапской (P_3ms) свитами и их аналогами. Эти толщи сложены переслаиванием, иногда тонким, темно-серых слюдистых крепких аргиллитов, алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников с горизонтальной и косой слоистостью. Содержания органического углерода (Corg) в глинистых алевролитах и аргиллитах пермских отложений на Волочанской, Южно-Суолемской и Улаханской площадях варьируют от 0,93 до 4,1 %. Степень катагенеза ОВ пермских отложений в пределах Волочанской площади достигает коксовой стадии ($МК_3^1(K)$), соответствующей началу глубинной зоны газогенерации. Пермские отложения в пределах массивов Тулай-Кирыка и Кирыка-Тас смяты в складки и преобразованы под действием интрузий до стадии апокатагенеза. В пределах Анабаро-Хатангской седловины степень катагенеза ОВ пермских отложений соответствует главной зоне нефтегенерации (зоне нефтяного окна) там, где нет воздействия интрузий (небольшая часть разреза скв. 1-Ах на Восточно-Таймырском лицензионном участке, скв. Северо-Суолемская 4 в южной части Анабаро-Хатангской седловины). По данным исследования битумоидов аргиллитов и глинистых алевролитов на Кирыка-Тасском выступе (2017-2018 г) эти породы содержат автохтонный и аллохтонный битумоиды, т.е. имела место собственная генерация нефти, и миграция из нижележащих горизонтов.

На западном Таймыре в пределах Сырадасайской антиклинали ОБ терригенных пород из колонковых скважин характеризуется степенью катагенеза, соответствующей главной зоне нефтеобразования. Севернее, в пределах Северной фациальной зоны, эти породы преобразованы под действием интрузий до стадии апокатагенеза. Содержание Сорг в пермских терригенных отложениях Сырадасайской площади достигает 8 % в углистых алевролитах, тип ОБ преимущественно сапропелево-гумусовый.

Отложения среднего-верхнего триаса восточной части ЕХРП и юга Анабаро-Хатангской седловины представлены плотными темно-серыми алевролитами, глинистыми алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников. Содержание органического углерода по данным пиролиза ОБ составляет 0,54-2,14%. Количество свободных УВ в породе (S1) значительно меньше по сравнению с выходом УВ в процессе деструкции (S2), что свидетельствует пусть о небольшом (судя по водородному индексу), но собственном нефтегазогенерационном потенциале. Степень катагенеза ОБ соответствует главной зоне нефтеобразования на Балахнинской и Владимирской площадях восточной части ЕХРП [5]. Отложения среднего-верхнего триаса в центральной части ЕХРП на Волочанской площади представлены глинистыми слюдистыми алевролитами с включениями углистого детрита и характеризуются невысокой катагенетической преобразованностью на уровне МК₁¹(Д).

Таким образом, литологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что средне- и верхнепалеозойские, и возможно, нижнемезозойские толщи севера Средней Сибири были источниками углеводородов и в зонах, где влияние интрузий было незначительно, залежи могли сохраниться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова Т.К. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна / Т.К. Баженова, В.К. Шиманский, В.Ф. Васильева, А.И. Шапиро, Л.А. Яковлева, Л.И. Климова. – СПб.: ВНИГРИ, 2008. – 164 с.
2. Полякова И.Д. Органическое вещество краевых депрессий Сибирской платформы в связи с особенностями нефтегазообразования / И.Д. Полякова // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М.: Наука, 1981. – С. 164-170.
3. Болдушевская Л.Н. Нефтегазоматеринские толщи палеозойского разреза Западного Таймыра и корреляционные связи органическое вещество пород – нефти / Л.Н. Болдушевская, Ю.А. Филиппов, С.В. Ладыгин, А.П. Романов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 4. – С. 26-33.
4. Степаненко Г.Ф. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Анабаро-Хатангской седловины: дис. ... канд. геол.-мин. наук / Г.Ф. Степаненко. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985.
5. Полякова И.Д. Нефтематеринские толщи Арктики / И.Д. Полякова // Литология и полезные ископаемые. – 2015. – № 1. – С. 30-54.

ПРИРОДНЫЕ ИСЧЕРПАЕМЫЕ РЕСУРСЫ: ЗЕМЛЕ ГРОЗИТ ДЕФИЦИТ ПЕСКА. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

М.Я. Боровский, В.И. Богатов

ООО «Геофизсервис», Казань, Россия

В СМИ отмечается (<http://bzhde.ru/osobennosti-vzaimodejstviya-obshhestva-i-prirody-na-sovremennom-etape/> и др.) «Исчерпаемые ресурсы — это не только углеводороды, леса или пресная вода; Земле грозит дефицит песка: спрос на него быстро растет, а запасы сокращаются» Так, в старом нефтедобывающем районе Российской Федерации - Татарстане, доля песчаных пород в общем объеме общераспространенных полезных ископаемых составляет 7-8%.

Причины дефицита песка — урбанизация и индустриализация / Источник: JohannesSchwaerzler // CC0. Песок превосходит по добыче и применению все ископаемые виды топлива и биомассу. В общем, после воздуха и воды это наиболее используемый человечеством природный ресурс. Три года назад сотрудники Программы ООН по окружающей среде (UNEP) пришли к выводу, что добыча песка и гравия «очень сильно превосходит темпы его природного возобновления». Бесконтрольная добыча песка вредит природе и самому человеку / Источник: AnastasiyaMalova // CC0.

Существенную помощь в формировании минерально-сырьевой базы регионов оказывают малозатратные, экологически приемлемые методы геофизической разведки. Разработаны [2-6, 8, 9] геофизические комплексы и технологии прогноза, поисков и разведки месторождений песчано-гравийных материалов и песков: сформированы физико-геологические предпосылки, выявлены критерии отображения интересующих объектов в геофизических полях, обсуждены методики наблюдений.

Революционные изменения в электронной базе и схемотехнике, совершенствование и появление новых способов интерпретации обуславливают целесообразность широкого внедрения в геологоразведочный процесс наукоемких наиболее информативных геофизических технологий. Экспрессность, охват обширных удаленных и труднодоступных территорий, относительно невысокая стоимость геофизических измерений обуславливают применение аэрогеофизических исследований.

В ГНПП «Аэрогеофизика» созданы [1, 7] на основе современного аппаратурно-методического обеспечения эффективные технологии изучения особенностей верхней части разреза: картирование различных литологических типов горных пород, выявление участков, перспективных на поиски общераспространенных, в том числе песчаных, полезных ископаемых. Ведущие методы изучения верхней части - аэроэлектроразведка на четырех частотах и аэрогамма-спектрометрия, накоплен огромный опыт.

Представляется, что актуальными вопросами изучения литологических комплексов пород являются:

- исследование закономерностей размещения, прогноза и поиска песчаных полезных ископаемых в осадочных толщах с применением геофизической разведки;
- детальное рассмотрение условий породообразования, принимая во внимание непригодность большого количества видов песка (пески пустынь и др.) в строительных отраслях промышленного производства.

Это будет способствовать решению народнохозяйственных задач, более полной оценки социальных проблем, своевременному проведению природоохранных мероприятий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаянц П.С. Роль аэрогеофизических методов при поисках месторождений твердых полезных ископаемых / П.С. Бабаянц, А.А. Трусов // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2019. – С. 926-929.
2. Боровский М.Я. Переинтерпретация геофизических материалов – резерв освоения минерально-сырьевых ресурсов / М.Я. Боровский // Проблемы геологии твердых полезных ископаемых Поволжского региона. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1994. – С. 142-149.
3. Боровский М.Я. Геофизические поиски минерального строительного сырья / М.Я. Боровский, Г.Е. Кузнецов, Д.И. Хасанов. – Казань: Изд-во «Плутон», 2003. – 176 с.
4. Боровский М.Я. Комплексное геолого-геофизическое изучение верхней части осадочного чехла / М.Я. Боровский, А.А. Борисов, Е.Г. Фахрутдинов. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2016. – 216 с.
5. Боровский М.Я. Искерпаемые ресурсы - не только пресная вода и углеводороды: Земле грозит дефицит песка / М.Я. Боровский, В.И. Богатов // Сборник трудов IX Международного Конгресса «Чистая вода. Казань». – Казань: ООО «Новое знание», 2018. – С. 83-86.
6. Геофизические методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых / под. ред. П.В. Вишневого, Г.С. Вахромеева, И.Л. Шаманского. – М.: Недра, 1984. – 223 с.
7. Пируева Т.Г. Дистанционный поисковый мониторинг городских территорий и природных объектов / Т.Г. Пируева, С.А. Скловский // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 5. – С. 46–53.
8. Сунгатуллин Р.Х. Комплексный анализ геологической среды / Р.Х. Сунгатуллин. – Казань: Изд-во «Мастер Лайн», 2001. – 140 с.
9. Шаманский И.Л. Прогнозирование и поиски месторождений строительных материалов / И.Л. Шаманский, Г.Н. Бирюлев, П.П. Сенаторов и др. – М.: Недра, 1991. – 176 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОН БИТУМОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ)

М.Я. Боровский¹, В.И. Богатов¹, А.С. Борисов², Б.В. Успенский²

¹ООО «Геофизсервис», Казань, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Разработанный методический подход выявления зон возможного битумонакопления на основе районирования геофизических полей с позиций выделения определенных литолого-фациальных зон может служить базой при оценке перспектив нефтебитумоносности верхних горизонтов осадочного покрова слабоизученных территорий. Впервые для платформенных территорий установлены определенные соотношения между аномалиями геофизических полей и особенностями размещения основных зон максимальных концентраций природных битумов.

На начальном этапе исследований осадочных бассейнов или их отдельных частей проводятся региональные работы для изучения присущих им черт геологического строения и нефтегазоносности. В дальнейшем на разных стадиях исследования бассейнов перед региональными работами ставятся (В.В. Семенович и др., 1982) специфические задачи, определяемые степенью изученности, а также техническими и методическими возможностями геологического и геофизического изучения. Решение вопросов на региональном уровне также актуально для общей системы геологоразведочных работ на природные битумы, представляющих (И.С. Гольдберг, 1979) в основной массе продукты преобразования нефти.

Региональное направление включает определение возможности использования результатов геофизических съемок выполненных ранее на значительной части Волго-Уральской провинции. Это обусловлено необходимостью оценки территории в связи с наличием земель с невыясненными перспективами.

Геологическими исследованиями в Республике Татарстан установлено (П.А. Шалин, 1984; Г.В. Виноходова, С.С. Эллерн, 1985-1987; Б.В. Успенский, 1985 и др.), что условия образования и закономерности пространственного размещения битумных полей и промышленных залежей битумов тесно связаны с определенными литолого-фациальными зонами верхнепермских отложений, в которых широкое развитие имеют высокочемки коллекторы с максимальной концентрацией полезных ископаемых. Научное прогнозирование предполагает выявление критериев отображения таких литолого-фациальных зон в особенностях распределения геофизических полей.

В качестве полигона выбрана территория восточного борта Мелекесской впадины (Аксубаево-Мамыковский участок), где в прошлые годы проведен большой объем глубокого, структурного и специального бурения, региональных и детальных геофизических измерений.

На Аксубаево-Мамыковском участке (казанский карбонатно-терригенный битуминозный комплекс) основные скопления природных битумов приурочены (Г.А. Петров и др., 1986) к песчаным породам среднего (терригенного) битуминозного горизонта (барбашинские слои, серии "ядреный камень" и "слоистый камень").

Формирование терригенной толщи средней части казанского яруса связывается (Г.В. Виноходова, С.С. Эллерн, 1985-1987) со специфическими условиями осадконакопления: на западе и востоке существовали обстановки

стабильного шельфа, отличавшиеся друг от друга фаціальным обликом, а между ними располагалась зона подвижного шельфа. В области подвижного шельфа (компенсационного поднятия) имели место интенсивный размыв карбонатной толщи и последующее заполнение этой зоны мощной терригенной толщей древнего поднятия. Именно в этой зоне и выявлены залежи битумов. Как к западу, так и к востоку от этой полосы в составе терригенной толщи средней части казанского яруса песчаные породы теряют свою доминирующую роль и поэтому здесь каких-либо залежей не установлено (Г.В. Виноходова, С.С. Эллерн, 1985, 1987).

Анализ геолого-геофизических материалов (гравиметрическая съемка масштаба 1:25 000, сечение изоаномал 0,2-0,15 мГал; аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000, сечение изодинам 10 нТл) показывает, что область развития пород с улучшенными коллекторскими свойствами довольно четко опоясывается зонами локальных минимумов силы тяжести. Характерной особенностью гравитационного поля является определенная повторяемость дугообразных полос локальных отрицательных аномалий. Наблюдается связь локальных минимумов силы тяжести внешнего кольцевого обрамления с локальными максимумами магнитного поля. Однако, кольцевой пояс гравитационных минимумов прослеживается и там, где магнитное поле невыразительно: аномальное гравитационное поле наиболее чувствительно (В.П. Боронин и др., 1982; В.П. Степанов и др., 1983) к любым тектоническим перестройкам. Максимальная концентрация песчаных пород приурочена к осевой части древнего поднятия.

Для оценки битумоперспективности выявленных зон развития пород-коллекторов, определения основных направлений поисковых работ немаловажно знание пространственного положения путей миграции углеводородов. Рассмотрены возможности картирования геофизической разведкой различных проявлений диастрофизма земной коры.

Геологическое истолкование геофизических данных на конкретных полигонах показывает возможность использования результатов ранее проводившихся геофизических наблюдений с позиции прогноза битумоносности верхней части разреза. Огромный накопленный геофизический материал предполагает осуществление его геологической интерпретации для поисков участков, перспективных на природные битумы (сверхвязкие нефти).

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровский М.Я. Геофизическая технология прогноза, поисков и разведки месторождений природных битумов: дисс. на соиск. ученой степ. канд. геол.- мин. наук / М.Я. Боровский. – Казань: КГУ, 2001. – 209 с.
2. Хисамов Р.С. Геофизические методы поисков и разведки месторождений природных битумов в Республике Татарстан / Р.С. Хисамов, М.Я. Боровский, Н.С. Гатиятуллин. – Казань: Изд-во «ФЭН» АН РТ, 2007. – 247 с.

ОСОБЕННОСТИ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВЕНДСКИХ ГРУБОЗЕРНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖАЛТАУСКОЙ СВИТЫ УЛУТАУСКОЙ СЕРИИ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

Е.А. Бродникова^{1,2}

¹Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

В юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса одним из наиболее изученных блоков древней континентальной коры является Улутауский массив. В строении Майтубинской зоны (антиклинория) южной части Улутауского массива широко распространены в разной степени метаморфизованные неопротерозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород, где вулканиты имеют преимущественно кислый и средний состав [5].

В верхней части разреза позднего докембрия Улутауского массива развиты отложения улутауской серии, которая вместе с нижнепалеозойскими отложениями выполняет Байконурский синклинорий и слагает незначительные площади на прилегающих частях Майтубинского антиклинория. Всего в состав рассматриваемой серии входят пять свит – жалтауская, сатанская, бозингенская, курайлинская и байконурская [1].

Улутауская серия представлена различными терригенными и терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются горизонты микститов различного генезиса. В основании серии в составе жалтауской свиты находится горизонт конгломератов, выше располагается горизонт микститов, представленных конглобрекциями сатанской свиты, венчают разрез этой серии тиллиты байконурской свиты [1]. Отложения улутауской серии согласно перекрывается углеродистыми алевролитами и фтанитами кокतालской свиты, содержащими органические остатки раннего кембрия [3].

Жалтауская свита имеет кремнисто-терригенный состав, с проявлениями алюмофосфатов. В ее состав входят кварцевые гравелиты с прослоями песчаников и линзами конгломератов, углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями карбонатных пород, а также углистые филлиты и горизонт окремнелых онколитовых известняков. Свита несогласно залегает на размытой поверхности вулканитов лакбайской серий, местами на метаморфических породах неопротерозоя [1]. В конгломератовом горизонте встречены валуны и галька кварцитов темно-серого цвета (около 70% обломков), гранитов, вулканитов среднего и кислого состава.

Основным объектом нашего исследования являются терригенные породы жалтауской свиты в основании улутауской серии. Целью исследования стала оценка возраста пород питающих провинций, послуживших источниками обломочного материала для отложений этой свиты. Нами было проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS обломочных цирконов из матрикса конгломератового горизонта и вышележащих крупнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Следует отметить, что в настоящий момент уже получены данные датирования цирконов из вышележащих пород сатанской и байконурской свит [2]. Так, установлено, что обломочные цирконы из грубообломочных пород сатанской свиты имеют возраст 740-888 млн. лет. Присутствуют отдельные зерна с палеопротерозойскими оценками возраста в интервале от 1989 до 2600 млн. лет. А для детритовых цирконов из байконурской свиты, полученные возраста находятся в интервалах 650-708, 721-729 и 754-889 млн. лет. Нижний возрастной предел накопления свиты – 674 млн. лет. Доминирующие возраста среди обломочных цирконов из пород сатанской

и байконурской свит - от 720 до 889 млн. лет [2]. Это указывает на преобладание в источниках сноса пород неопротерозоя.

В представительной пробе песчаников жалтауской свиты, составляющей более 10 кг, выделилось крайне мало цирконов, менее 20 зерен. Конкордантные значения возраста были получены для 10 зерен (конкордантность более 90%). Все они имеют практически неокатанную форму обломков и осцилаторную зональность типичную для магматических цирконов. Все эти зерна можно отнести к одной возрастной популяции в интервале 680-728 млн. лет.

Результаты датирования детритовых цирконов из матрикса конгломератов жалтауской свиты имеет более разнообразную картину в распределении возраста детритовых цирконов. Из 100 проанализированных зерен цирконов для 92 получены конкордантные значения. Диапазон значений возраста в данном случае варьирует от 665 млн. лет до 809 млн. лет. Выделяется две наиболее представительных популяции. Первая по представительности популяция составляет 48 зерен с возрастом в интервале от 720 до 740 млн. лет, где средневзвешенное значение составляет 724 млн. лет. Вторая группа цирконов представлена 32 зернами цирконов с возрастом от 700 до 720 млн. лет. 8 зерен имеют возраст в интервале 740-760 млн. лет. Два зерна дают возраст на рубеже 800 млн. лет. Возраст одного зерна совпадает с возрастом сиенитов Карсакпайского комплекса – 680 млн. лет [4]. Самое молодое зерно имеет возраст 665 млн лет, что позволяет ограничить нижнюю границу осадконакопления пород улутауской серии. Это является подтверждением вендского возраста этой серии.

Сопоставляя данные U-Pb датирование методом LA-ICP-MS обломочных цирконов из песчаников и матрикса конгломератов жалтауской свиты не вызывает сомнения в том, что для них существовал единый источник поступления обломочного материала в бассейн седиментации при их накоплении. Следует отметить, что источник сноса имел локальный характер, т.к. в этих породах отсутствуют цирконы из более древних осадочно-вулканогенных комплексов Улутауского континентального блока. Возможно, источником сноса являлись подстилающие вулканы лакбайской серии. Исследования в этом направлении будут продолжены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00604 и в рамках задания по базовым проектам ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев Ю.А. Венд Центрального Казахстана / Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 252 с.
2. Каныгина Н.А. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) / Каныгина Н.А., Е.Ф. Летникова, К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков, Ф.И. Жимулев, А.И. Прошенкин // ДАН. – 2018. – Т. 483. – № 1. – С. 74-77.
3. Крылов И.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклинория / И.Н. Крылов, В.Н. Сергеев, Т.Н. Хераскова // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1986. – № 1. – С. 51-56.
4. Третьяков А.А. Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) / А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Е.Б. Сальникова, К.Н. Шатагин, А.Б. Котов, И.В. Анисимова, Ю.В. Плоткина // ДАН. – 2017. – Т. 473. – № 6. – С. 691-695.
5. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана / Л.И. Филатова. – М.: Недра, 1983. – 160 с.

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА БЕЛОГО МОРЯ: ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Д.Ф. Будько, Л.Л. Демина

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

Внутриконтинентальные моря и особенно их мелководные районы наиболее подвержены воздействию различных загрязняющих веществ [4]. Известно, что перенос, трансформация и биоаккумуляция химических элементов в морских экосистемах в значительной степени зависят от форм их нахождения. Взвешенное вещество и потоки оседающих частиц в водной толще служат пищей для зоопланктона, который является частью пищевой цепи рыб и донной фауны (включая мидии), которые в конечном итоге служат пищей для человека. В связи с локальным загрязнением Арктики актуальным становится контроль антропогенной поставки химических элементов в арктические морские бассейны [3].

Цель данной работы – изучить геохимическое фракционирование группы металлов (Al, Fe, Mn, Cu, Cr, Co, Mo, Ni, Pb, Cd) в потоках осадочного вещества Белого моря. Для этого было проведено исследование 20 проб осадочного вещества, собранного седиментационными ловушками на 9 станциях в Двинском, Онежском заливах, Бассейне и Горле Белого моря. Формы нахождения химических элементов выделялись методикой последовательной химической экстракции [5]. В работе рассматривались четыре формы нахождения: (1) адсорбированный комплекс и карбонаты; (2) Fe, Mn оксигидроксиды; (3) органическое вещество (ОВ) и сульфиды; (4) остаточная литогенная форма. Определение концентраций химических элементов в выделенных формах производилось методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС «КВАНТ-2А», ООО КОРТЭК, Россия) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС, "Agilent 7500a", США).

Анализ геохимического фракционирования металлов в рассеянном осадочном материале Белого моря показал преобладание литогенной формы (от 60 до 90% общего содержания) в накоплении таких элементов, как Al, Fe, Cr, Ni, Co и Mo. Господство терригенных процессов в арктических морских экосистемах вполне типично [1]. Несмотря на это, геохимические свойства некоторых элементов сохраняются – нахождение Mn, Cu, Cd и Pb в осадочном веществе Белого моря обязано (от 52 (Cu) до 83 (Mn) % общего содержания), в первую очередь, гидрогенным процессам (аутигенное минералообразование, сорбционные процессы, связь с ОВ). Эти две группы химических элементов по-разному распределяются в потоках осадочного вещества. Группа элементов с преобладанием литогенной формы слабо изменяется с глубиной водной толщи. Тогда как в распределении форм нахождения Mn, напротив, отмечается резкое возрастание в придонном горизонте геохимически подвижных форм – адсорбционный комплекс и оксигидроксиды. Это может быть связано как с химическим, так и с бактериальным окислением гидрокарбонатов и ионов Mn (II) [6, 7] в условиях с хорошей обеспеченностью придонных вод Белого моря растворенным кислородом, поступающим в глубинные воды из поверхностных при осенне-зимней конвекции [2]. Согласно корреляционному анализу ($R > 0.5$; $p < 0.05$), с этими формами Mn соотносится распределение некоторых других тяжелых металлов (Pb, Mo, Cu, Co).

Обнаружены достоверные различия (с помощью ANOVA) в распределении форм нахождения элементов в осадочном веществе седиментационных ловушек, собранном в акваториях Белого моря с различными типами седиментации. В местах с преобладанием вертикальной компоненты потока по отношению к областям

с активным латеральным переносом (фронтальные зоны, узкие проливы) регистрируются, в первую очередь, повышенные содержания химических элементов за счет увеличенной доли гидроокислов Mn и связанных с ними микроэлементов и органосвязанной формы нахождения.

Анализ факторов (метод главных компонент), влияющих на вариабельность содержания химических элементов в рассеянном осадочном веществе Белого моря показал, что преобладающее значение имеют факторы содержания литогенного вещества (около 35% от суммарного вклада факторов), аутигенное образование оксигидроксидов Mn и Fe (в совокупности около 30%), и, в меньшей степени, содержание органического вещества (около 20% от суммарного вклада факторов).

Вклад антропогенного источника в мобилизацию осадочного вещества в акватории Белого моря установлен согласно используемым в работе геоэкологическим критериям (коэффициент обогащения EF , геоаккумулятивный индекс I_{geo} , сравнение с нормативными значениями для донных осадков) только для Cd в пяти образцах. Незначительный антропогенный привнос возможен также для Cu и Ni (согласно сопоставлению с ДК). Изучение геохимии аэрозолей над Белым морем показало значительный антропогенный вклад для Cu, Ni и Cd, которые, согласно расчету обратных траекторий, поступают с воздушными массами с Кольского полуострова, где расположены крупные металлургические предприятия [Стародымова и др., 2016]. Среднее и значительное обогащение Mn и Mo, установленное для придонного осадочного вещества, связано с природным процессом – аутигенное образование оксигидроксидов Mn в придонных горизонтах глубоководных станций в результате хорошей обеспеченности кислородом, сохранившимся после окисления органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демина Л.Л. О формах нахождения некоторых тяжелых металлов в донных осадках эстуарных зон рек Оби и Енисея (Карское море) / Л.Л. Демина, М.А. Левитан, Н.В. Политова // Геохимия. – 2006. – № 2. – С. 212–226.
2. Пантюлин А.Н. Динамика, структура и водные массы / А.Н. Пантюлин // Система Белого моря. – М.: Научный мир, 2012. – Т. 2. – С. 309–379.
3. AMAP Assessment 2002: Heavy Metals in the Arctic. XVI+ 265 P. Arctic Monitoring and Assessment Programme. – AMAP, 2005.
4. Cossa D. Origin and accumulation of trace elements in sediments of the northwestern Mediterranean margin / D. Cossa, R. Buscail, P. Puig, J.-F. Chiffolleau, O. Radakovitch, G. Jeanty, S. Heussner // Chem. Geol. – 2014. – V. 380. – P. 61–73.
5. Quevauviller P. Improvement of analytical measurements within the BCR programme: single and sequential extraction procedures applied to soil and sediment analysis / P. Quevauviller, A. Ure, H. Muntau, B. Griepink // International Journal of Environmental and Analytical Chemistry. – 1993. – V. 51. – P. 129–134.
6. Sunda W.G. Iron uptake and growth limitation in oceanic and coastal phytoplankton / W.G. Sunda, S.A. Huntsman // Mar. Chem. – 1995. – V. 50. – P. 189–206.
7. Tebo B.M. Manganese biooxides: properties and mechanisms of formation / B.M. Tebo, J.R. Bargar, B. Clement, G. Dick, K.J. Murray, D. Parker, R. Verity, S. Webb // Annual Review of Earth and Planetary Science. – 2004. – V. 32. – P. 287–328.

ЭКСТРЕМАЛЬНО НИЗКИЕ ЗНАЧЕНИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В БИОГЕННЫХ КАРБОНАТАХ ПЕРМИ ОМОЛОНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ

А.С. Бяков^{1,2}, И.В. Брынько¹, Д.П.Г. Бонд³, Д. Харви⁴, И.Л. Ведерников¹,
Т.В. Филимонова⁵

¹СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

³Университет Халла, Халл, Великобритания

⁴Университет Лидса, Лидс, Великобритания

⁵Геологический институт РАН, Москва, Россия

Изучение стронциевого соотношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) все шире используется для решения широкого круга стратиграфических и палеогеографических задач [3, 7]. На Северо-Востоке России такие исследования только начались, но уже их первые результаты кажутся во многом довольно интересными.

В течение перми соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьировало в значительных пределах: от 0.7081 в самом начале периода, устойчиво понижаясь до 0.70680–0.70685 в позднем кепитене (минимальное значение для всего фанерозоя), с последующим ростом до 0.7073 вблизи пермо-триасового рубежа [4, 7]. Считается, что существует только два основных источника стронция в океанической воде: речной сток, поставляющий тяжелый сиалический стронций, и океанические базальты, являющиеся источником облегченного фемического стронция [3]. Следовательно, повышенные значения стронциевого соотношения зависят, прежде всего, от скорости эрозии на континентах, обусловленной тектонической активностью, а пониженные его значения связаны с интенсивным палеоспредингом.

В последнее время в кепитенских карбонатах Японии (анализировались сами известняки) палеоатоллов формации Акасака [5], а также в мелководных известняках формации Ивайзаки [6] были получены значения стронциевого соотношения, значительно более низкие (до 0.706754–0.706808), чем ранее вычисленные (0.706965–0.706897) К. КORTE и др. [7]. Т. Кани и др. [5] связывают такие низкие стронциевые соотношения с развитием материкового оледенения, которое резко подавило континентальный сток и поступление радиогенного стронция в океан. Последующий резкий рост стронциевого соотношения объясняется этими авторами дегляциацией или рифтогенезом Пангеи. Следует однако заметить, что основные эпизоды гондванского оледенения, как известно, связаны со второй половиной карбона и началом перми, но стронциевое соотношение в это время было довольно высоким (порядка 0.7081–0.7083), поэтому, по нашему мнению, вряд ли низкие стронциевые соотношения кепитенского века были обусловлены оледенением.

Поэтому представляется весьма интересным сравнить полученные нами материалы для рассматриваемого временного интервала (кепитена) из разрезов Омолонского массива (микроконтинента), в пределах которого располагался одноименный седиментационный бассейн, с известными на сегодня данными. Омолонский бассейн, согласно нашим представлениям [1] в перми также, как и палеоатоллы Японии, был удален от крупных массивов суши и располагался в высоких широтах Северного полушария.

Изученные нами 16 образцов раковин брахиопод хорошей сохранности (почти исключительно спириферид) происходят из двух стратотипических разрезов Омолонского бассейна – по руч. Водопадный и р. Русская Омолонская [2]. Кроме визуальной оценки, исключавшей перекристаллизацию раковинного вещества, почти все образцы прошли термолюминесцентный тест-контроль. Изученные образцы

охватывают верхи вордского – низы чансинского яруса. Геологический возраст изученного интервала разреза подтверждается, помимо имеющихся биостратиграфических материалов, недавно полученными новыми данными по CA-IDTIMS и SHRIMP-II датированию цирконов, выделенных из туфов Охотского, Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов с учетом новых данных по хемотратиграфии $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ в глинистых сланцах Балыгычанского бассейна.

Определение соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было выполнено в Университете Лидса, Великобритания по стандартной методике. Измеренные соотношения нормированы к среднему значению 0,710248 для стандарта NBS-987.

В целом полученная кривая $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ повторяет известный мировой тренд стронциевого соотношения [4, 7], отличаясь несколько заниженными (в среднем на 0.0005–0.0008) его значениями. По нашему мнению, следует исключить материковое оледенение как главную причину резкого уменьшения стронциевого соотношения в кепитене, поскольку имеющиеся региональные материалы не содержат явных доказательств такового. Поэтому, остается предполагать, что это уменьшение может быть связано с поступлением в океан значительных количеств облегченного фемического стронция в связи с резким усилением процессов рифтогенеза по периферии Омолонского бассейна, и, в частности, с существенным расширением Оймяконского бассейна и океана Ангаючам [1].

Минимальное вычисленное нами соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказалось 0.706707 и соответствует верхнекепитенскому стронциевому минимуму, что хорошо согласуется со стратиграфическим положением образца в верхней части гижигинского регионального горизонта. Еще одно экстремально низкое значение (0.706709) зафиксировано нами в самом начале кепитена и может соответствовать аналогичному минимуму, установленному в кепитенских карбонатах Японии [5, 6].

Максимальные значения стронциевого соотношения из изученного нами средне-верхнепермского интервала получены для средней части бивальвиевой подзоны *Intomodesma evenicum* и составляют 0.706986, что отвечает верхней части вучапинского яруса Международной стратиграфической шкалы перми.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 17-05-00109, а также при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бяков А.С. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области / А.С. Бяков, А.В. Прокопьев, Р.В. Кутыгин, И.Л. Ведерников, И.В. Будников // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 81–85.
2. Кашик Д.С. Опорный разрез перми Омолонского массива / Д.С. Кашик, В.Г. Ганелин, Н.И. Караваева, А.С. Бяков, О.А. Миклухо-Маклай, Г.А. Стукалина, Н.В. Ложкина, Л.А. Дорофеева, Ю.К. Бурков, Е.И. Гутенева, Л.Н. Смирнова. – Л.: Наука, 1990. – 200 с.
3. Кузнецов А.Б. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние / А.Б. Кузнецов, М.А. Семихатов, И.М. Горохов // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2018. – Т. 26. – № 4. – С. 3–23.
4. Henderson C. The Permian Period. In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. / C. Henderson, V.I. Davydov, B.R. Wardlaw // The Geologic Time Scale 2012. – Amsterdam: Elsevier, 2012. – P. 653–679.
5. Kani T. The Capitanian (Permian) minimum of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in the mid-Panthalassan paleo-atoll carbonates and its demise by the deglaciation and continental doming / T. Kani, C. Hisanabe, Y. Isozaki // Gondwana Res. – 2013. – V. 24. – P. 212–221.
6. Kani T. Middle Permian (Capitanian) seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ minimum coincided with disappearance of tropical biota and reef collapse in NE Japan and Primorye (Far East Russia) / T. Kani, Y. Isozaki, R. Hayashi, Y. Zakharov, A. Popov // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 2018. – V. 499. – P. 13–21.
7. Korte C. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater / C. Korte, T. Jasper, H. Kozur, J. Veizeret // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. – 2006. – V. 240(1–2). – P. 89–107.

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ВЕРХНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л.Г. Вакуленко^{1,2}, О.Д. Николенко¹, Е.М. Хабаров^{1,2}, П.А. Ян^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Основные перспективы нефтегазоносности в южной половине Западной Сибири связаны с келловей-оксфордским горизонтом Ю₁. В частности, он служит объектом разработки в северных районах Новосибирской области (Верхтарское и Восточно-Тарское нефтяные месторождения). Качество и закономерности распространения пород-коллекторов, наряду с седиментационными, в разной степени определяются и постседиментационными факторами их формирования. Последние в первую очередь представлены процессами аутигенного минералообразования. При детальном микроскопическом исследовании пород Верхтарского месторождения (интервал глубин 2486-2902 м) выявлены ассоциации аутигенных минералов, сформированные на разных стадиях литогенеза и входящие в основном в состав цемента. Установлены: диагенетические глауконит, пирит, кальцит первой генерации, сидерит, анатаз, лейкоксен; диагенетические-катагенетические кальцит второй генерации, хлорит, каолинит; катагенетические сидерит, кварц, полевой шпат, цеолит, кальцит третьей генерации, доломит.

Основной объем аутигенного минералообразования приходится на карбонатные минералы, среди которых наиболее широко распространен кальцит (от первых до 45-50%). Установлено 3 его генерации: тонко-микrokристаллический кальцит является реликтом седиментационно-раннедиагенетического микрита, встречается редко в виде сгустков и пятен. Вторая генерация представлена отдельными кристаллами и агрегатами кальцита тонко-, мелко-, редко средне-мелкокристаллической структуры, формирующими поровый, участками базально-поровый цемент. К третьей генерации отнесен пойкилитовый мелко-средне-, иногда средне-крупно- и грубокристаллический кальцит. Он корродирует обломки (в том числе, регенерационные кварцевые каемки), частично или полностью замещает часть из них, формируя порово-базальный, базальный цемент, часто отмечающийся в изученных породах. Сидерит образует микrokристаллические и пелитоморфные сгустки и пятна, концентрируясь в участках скопления растительного детрита. Кроме того, в стадию катагенеза пелитоморфный сидерит развивается по биотиту и некоторым литокластам (обломкам сланцев, алевроито-глинистых пород, эффузивов). Доломит отмечен в виде единичных тонкокристаллических (до 0,05 мм), реже мелкокристаллических (до 0,1 мм) ромбоэдров и их агрегатов, развивающихся по обломкам полевых шпатов, а также по всем типам цемента, в том числе, пойкилитовым цеолитовому и кальцитовому. Таким образом, доломит является наиболее поздним катагенетическим минералом. Содержание его обычно незначительное – от долей % до 1-2, редко до 5-8%.

Среди аутигенных алюмосиликатных минералов наиболее распространен каолинит. Формы его выделения, размер кристаллитов, степень совершенства структуры различны, что, вероятно, можно объяснить наличием нескольких генераций, образующихся как в диагенезе, так и в катагенезе. Наиболее ранняя генерация тонкочешуйчатого (до 0,01 мм) каолинита отмечена в участках пятнистого развития существенно гидрослюдистого (каолинит-гидрослюдистого) материала. Более широко проявлен поровый каолинит, представленный агрегатами от тонко- до крупночешуйчатой структуры, иногда вермикулитоподобного, сферолитового, сноповидного облика, формировавшийся скорее всего под воздействием поровых

растворов. Наблюдается замещение каолинитом полевых шпатов и пластинок мусковита. Изредка проявлены аутигенный хлорит, замещающий биотит, а также альбит, формирующий регенерационные каемки вокруг обломков калиевых полевых шпатов.

Впервые в юрских песчаниках Западной Сибири нами обнаружено незначительное проявление цеолитовой минерализации, ранее описанной в разрезе осадочного чехла только в неокме. Развитие катагенетического средне-глубококристаллического пойкилитового цеолита приурочено к наиболее грубозернистым прослоям. Характерно замещение цеолитом плагиоклазов. Позднее по цеолитам развивается пойкилитовый кальцит и тонкокристаллический доломит.

Выполненные изотопно-геохимические исследования солянокислых вытяжек из терригенных пород с высоким содержанием карбонатного цемента показали отчетливое различие разных генераций кальцита. Вторая генерация, иногда с реликтами первой, характеризуется более облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ PDB составляет от -12,3 до -17,8‰) и утяжеленным кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ PDB от -4,7 до -9,6‰), пониженными содержаниями Fe (0,69-1,89%) и умеренными Sr (0,12-0,17%). В третьей генерации $\delta^{13}\text{C}$ составляет от -9,1 до -9,7‰, $\delta^{18}\text{O}$ - от -19,4 до -20,2‰, повышено содержание Fe (3,3-5,9%) и Sr (0,2-0,36%). Таким образом формирование кальцита первой и второй генераций происходило в условиях, близких седиментационным (этап диагенеза), и связано с низкотемпературными поровыми растворами, обогащенными органической углекислотой. Формирование кальцита третьей генерации связано с более высокотемпературными растворами с пониженным содержанием органической углекислоты (этап катагенеза). Отдельно отметим, что результаты изотопных исследований свидетельствуют об отсутствии заметного влияния мантийного углекислого газа на процессы аутигенного минералообразования.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0021 «Основные седиментационные и постседиментационные процессы и закономерности их эволюции в протерозойских и фанерозойских осадочных бассейнах Сибири», и проекта РФФИ и Правительства Новосибирской области №18-45-540004 p_a.

СУЛЬФАТНЫЕ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫЕ СОЛИ В КАЛИНИНГРАДСКО-ГДАНСКОМ СОЛЕНОСНОМ БАССЕЙНЕ

М.С. Вафина

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия

Калининградско-Гданьский солеродный бассейн находится в пределах Польско-Литовской впадины, расположенной на западной окраине Восточно-Европейской платформы и является частью большого Среднеевропейского солеродного бассейна.

Калининградско-Гданьский бассейн приурочен к различным геотектоническим элементам. Поверхность его фундамента характеризуется блоковым строением [5, 6] и по поверхности допермских отложений выделяется ряд крупных и мелких отрицательных структур [3, 4]. Выделяются Польско-Литовская и Центрально-Польская впадины. К Польско-Литовской впадине приурочены Большаковско-Чернаховский, Славинско-Креспоборский и Мамоновский прогибы, в пределах которых имеется ряд понижений, характеризующиеся наличием участков повышенной мощности галогенных отложений (Нивенское, Ладушкинское, Первомайское).

Соляные отложения стратиграфически относятся к верхнепермским отложениям и коррелируются с цехштейновыми породами цикла Верра, частично Страссфурта и Лейне. Солёносными являются только прегольская и айстмарская свиты цикла Верра.

В пределах Калининградско-Гданьского бассейна среди галогенной толщи прегольской свиты установлено более 20 проявлений калийных и калийно-магниевого солей. Все они выявлены по данным ГИС структурных, параметрических или поисковых на нефть скважин, по повышенной гамма-активности: 10-25 мкР/час на фоне 2-4 мкР/час. Наиболее насыщенной в отношении калиеносности в галогенной толще является Мамоновский прогиб, к которому приурочены проявления калийных и калийно-магниевого хлоридно-сульфатных и сульфатных солей.

Хлоридно-сульфатные соли цикла Верра характеризуются довольно сложным вещественным составом. Они установлены в Нивенской впадине Мамоновского прогиба и представлены сильвин-бишофит-карналлитовой, карналлит-сильвин-кизеритовой (кизеритовый хартзальц) и кизерит-сильвин-каинитовыми минеральными типами [1]. Калийно-магниевого соли слагают до 17 слоев, большая часть которых объединена в 8 промышленных пластов. Пласты выделены по характеру изменений кривых ГК и скоррелированы на основании выделенного реперного пласта, так как слагающие их породы характеризуются большой изменчивостью состава. Глубина залегания кровли хлоридно-сульфатных солей составляет в среднем 950-1000 м. Мощность их меняется от 10 до 30 м.

Анализ распределения основных минералов выявил локализацию основных породообразующих минералов отвечающих требованиям кондиций [2]. Карналлит и бишофит тяготеют к центральной части Нивенской впадины, кизерит – и центральной и восточной части, каинит – более распространен на севере, сильвин – на юге. Кроме того, были выявлены участки их вторичных преобразований, локально расположенных в направлении с северо-запада на юго-восток. В этих зонах хлоридно-сульфатные калийно-магниевого минералы замещены породами сложными полигалитом, реже лангбейнитом, каинитом и кизеритом. По присутствию в них не характерных для седиментационных минералов микроэлементов, установлено, что вторичное образование таких зон замещений,

возникло за счёт воздействия на калийно-магниевые породы вертикально-мигрирующих вод из подсолевых отложений.

Сульфатный тип цикла Верра представлен полигалитовым, галит-полигалитовым и ангидрит-полигалитовым минеральными типами. По геолого-геофизическим данным преобладающим распространением пользуются калийно-магниевые соли сульфатного типа (полигалитовые породы). Полигалиты зафиксированы в подсолевых ангидритах и как упомянутые вторичные образования, в соленосной толще прегольской свиты, а также в ангидритах айсмарской и мамоновской свит. В настоящий момент, залежи удовлетворяющие требованиям оценочных кондиций установлены только в подсолевых ангидритах и, реже, как вторичные образования в толще каменной соли прегольской свиты. Полигалитовые породы довольно четко фиксируются по данным гамма-каротажа (K^{40}) и гравиметрии в виде положительных аномалий. Глубина залегания кровли таких пород колеблется от 648 м на северо-востоке до 1370 м на юго-западе Калининградского региона. Мощность их изменяется от 5 до 119 м.

В настоящее время разведано проявление хлоридно-сульфатного типа в пределах Нивенской впадины Мамоновского прогиба, которое подготавливается к разработке шахтным способом, и оценен сульфатный (полигалитовый) комплекс – в районе Северо-Красноборской (Восточно-Полесской). Наиболее перспективными участками, обладающими еще более мощными отложениями полигалита в подстилающих ангидритах, являются участки в районе населенных пунктов Гурьевск, Знаменск, Правдинск.

Соленосные отложения цикла Страссфурт представлены айсмарской свитой. Развита на крайнем юго-западе охватывая южную часть Нивенской, Ладушкинской и других впадин. Перекрывающие и подстилающие соленосную толщу сульфатные отложения (ангидриты) этой свиты имеют значительно больший ареал распространения. Все они не удовлетворяют требованиям оценочных кондиций и не представляют практического интереса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишняков А.К. Минеральный состав галогенных пород центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна и условия их формирования / А.К. Вишняков, Г.А. Московский, О.П. Гончаренко, М.С. Вафина, Д.С. Вершинин, И.В. Сопивник // Литосфера. – 2016. – № 4. – С. 102-114.
2. Вишняков А.К. Строение и условия образования калийно-магниевых солей центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна / А.К. Вишняков, А.Д. Смычник, В.Д. Панов, М.С. Вафина, О.Ш. Рахматуллина // Отечественная геология. – 2017. – №4. – С. 90-97.
3. Гарецкий Р.Г. Строение североморского сектора Среднеевропейской плиты / Р.Г. Гарецкий, В.Я. Коженев // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1986. – № 5. – С. 20-26.
4. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира / М.А. Жарков. – М.: Недра, 1974. – 392 с.
5. Высоцкий И.В. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран: учебник для вузов / И.В. Высоцкий, В.Б. Оленин, В.И. Высоцкий. – М.: Недра, 1981. – 479 с.
6. Соловьев Б.А. Проблемы тектоники Среднеевропейского бассейна / Б.А. Соловьев // Геотектоника. – 1982. – № 5. – С. 45-55.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АЯН-ЮРЯХСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ – НАЧАЛЕ ТРИАСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

И.Л. Ведерников¹, А.С. Бяков^{1,2}, И.В. Брынько^{1,2}, А.Н. Наумов¹, С.С. Бурнатный¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

²Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

Отложения перми и раннего триаса Аян-Юряхского осадочного бассейна – это мощные многокилометровые черносланцевые толщи, накопившиеся в глубоководных обстановках задугового бассейна [3]. В этом интервале выделяется ряд фаций вучапинского яруса верхней перми – первой половины индского яруса триаса, аналогичных описанным в [1], которые можно разделить на две группы: «вставные» и фоновые. Первые крайне невыдержаны по мощности, содержат включения псефитовой размерности, не коррелируются между собой, химический состав их изменчив. Фоновые же фации относительно выдержаны по мощности, уверенно коррелируются как по площади бассейна, так и с сопредельными осадочными бассейнами; почти на 100% сложены материалом пелитовой размерности и, очевидно, своим составом в значительной мере характеризуют химизм бассейна седиментации. Их фациальный ряд представляет поэтапный переход от глубоководных к относительно более мелководным обстановкам вверх по разрезу. Эта группа фаций и опробовалась на силикатный анализ.

Нами был опробован разрез на реке Тенке (верхнее течение р. Колыма). Отобрано 243 пробы практически исключительно из коренных непрерывных обнажений. Эти пробы характеризуют 6 стратиграфических единиц ранга подсвит. Сами подсвиты выделялись нами ранее по текстурным и биостратиграфическим признакам [2].

Пробы были проанализированы в СВКНИИ ДВО РАН методом рентгенофлуоресцентного анализа на содержание порообразующих окислов и ряда редких элементов (V, Cr, Ni, Ba и др.).

Результаты определений показали, прежде всего, во-первых, совпадение границ подразделений, выделенных по текстурным особенностям, и границ обособленных литохимических кластеров на ряде модульных диаграмм и, во-вторых, (и самое главное) однонаправленную эволюцию литохимического состава.

Ступенчатое однонаправленное изменение литохимии литотипов фоновых отложений наглядно демонстрирует, например, модульная дискриминантная диаграмма для систематики глинистых пород Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [4]. Поля фигуративных точек опробованных подразделений укладываются в 5 зон, последовательно смещающихся в область уменьшения натрий-калиевого модуля, роста фемического модуля и практически не пересекаются между собой (рисунок).

В соответствии с областями минерального состава этой модульной диаграммы направление изменения литохимии вверх по разрезу интерпретируется нами как ступенчатый переход от глинистых, чаще всего гидрослюдистых, пород к стандартной трехкомпонентной смеси хлорит+монтмориллонит+гидрослюда.

Изменение минерального состава трудно диагностируется в шлифах пелитовых пород, но явно отражается в изменении корреляционных связей в матрицах парной корреляции.

Вряд ли такая однонаправленность отмеченных минералогических переходов является случайностью, учитывая время и место рассматриваемых изменений. Мы видим в этом направленную эволюцию процессов седиментации, в которую

укладывается и скачок литохимического состава отложений вблизи границы перми и триаса.

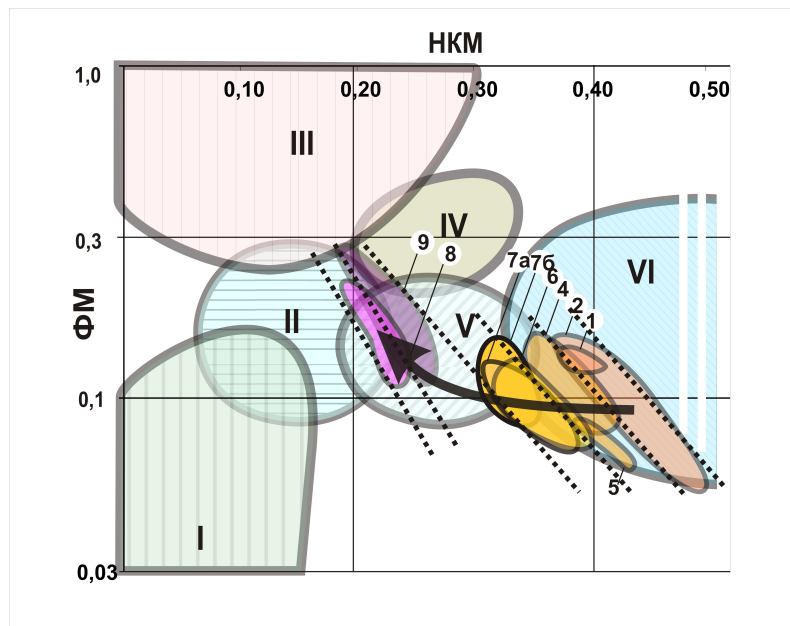


Рисунок. Положение областей составов аргиллитов на модульной (НКМ-ФМ) дискриминантной диаграмме для систематики глинистых пород по [4] для верхнепермских и триасовых литотипов аргиллитов разреза на реке Тенке по результатам РФА 243 проб (2017 г.). I-VI литохимические типы по [4]. Черные сплошные линии – поля фигуративных точек литотипов аргиллитов: 1,2 – среднеомчакской подсвиты, 4-верхнеомчакской подсвиты, 7б – нижнестарательской подсвиты, 5,6 – среднестарательской подсвиты, 7а – верхнестарательской подсвиты, 8 – низов балтинской толщи, 9 – средней части балтинской толщи. Пунктирные прямые линии – границы литохимических зон. Толстой черной стрелкой показан предполагаемый эволюционный тренд.

С полученными результатами РФА (по ряду элементов) хорошо согласуется ранее полученный нами большой массив данных (более 3000 проб), проанализированных на 38 элементов полуколичественным спектральным анализом повышенной воспроизводимости.

Литохимические характеристики разреза Аян-Юряхского бассейна демонстрируют последовательное ступенчатое закономерное и поэтапное сокращение, начиная, по крайней мере, с вучапинского века, вверх по разрезу кремний-щелочного (преимущественно натрового) вклада Охотско-Тайгоносской вулканической дуги в общий петрофонд бассейна седиментации. Одновременно происходит такое же скачкообразное наращивание роли фемической составляющей в формировании этого петрофонда (вероятно, за счет мантийных источников).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 17-05-00109.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бяков А.С. Пермские морские макрофации северо-восточной периферии Охотского седиментационного бассейна (северо-восток Азии) / А.С. Бяков, И.Л. Ведерников // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: материалы VII Всероссийского литологического совещания. – Новосибирск, 2013. – Т. I. – С. 131-134.
2. Бяков А.С. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. / А.С. Бяков, И.Л. Ведерников. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, СВПГО, 1990. – 69 с.
3. Бяков А.С. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области / А.С. Бяков, А.В. Прокопьев, Р.В. Кутыгин, И.Л. Ведерников, И.В. Будников // Отечественная геология. – 2005. – №. 5. – С. 81-84.
4. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб: Наука, 2000. – 479 с.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОДИНОЧНЫХ ФРАНСКИХ РИФОВ РЫБКИНСКОЙ ГРУППЫ

А.П. Вилесов

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

На юге Оренбургской области первый франский риф (Зап.-Рыбкинский) с амплитудной нефтяной залежью был случайно открыт в 1990 г. при поисково-разведочном бурении на терригенный девон [3]. Последующие направленные поиски привели к открытию рядом Северо-Жоховского рифа, который так же оказался продуктивным. Запасы этих нефтяных залежей были поставлены на гос. баланс в составе Рыбкинского месторождения (РМ). Рифы перекрываются и облекаются карбонатно-терригенно-глинистой колганской толщей (верхний фран – нижний фамен). При типизации одиночных франских рифов Оренбуржья постройки РМ были выделены в отдельный тип, или группу [1]. В отличие от одиночных рифов двух других типов – пешковского и вахитовского, – формирование рыбкинских построек завершилось раньше, к концу воронежского времени.

В 2012-2013 гг. ПАО «Оренбургнефть» провело на Волостновском лицензионном участке (ВЛУ), включающем в свой контур рифы РМ, сейсморазведку 3D. В результате были выявлены и подготовлены к бурению около 30 франских одиночных бассейновых рифов, аналогичных рыбкинским [2]. В 2015-2018 гг. проведено разбуривание этих органогенных построек (ОП), сопровождавшееся открытием новых залежей УВ в рифовых резервуарах. В ходе бурения из рифовой части разреза отбирался керн и был получен новый материал по франскому этапу девонского рифообразования на Русской плите. Седиментологические исследования керна с привлечением данных ГИС, сейсморазведки и эксплуатационного бурения позволяют значительно уточнить предложенные ранее [1] модели строения и формирования рыбкинских рифов.

В настоящее время на ВЛУ бурением вскрыто уже более 20-ти одиночных рифов. Их высота изменяется от 180 до 220 м, диаметр от 0,6 до 1,5 км. Биостратиграфический анализ показал, что рифы имеют речицко-воронежский возраст. Нижняя часть рифового разреза керном практически не представлена и пока не получила должной возрастной характеристики. Однако, в результате изучения нового керна соседних ЛУ получены достоверные данные о начале формирования рифов в доманиковое время. В частности, установлено, что развитие мелких карбонатных платформ (КП), прилегающих к Соль-Илецкому своду (СИС), началось именно в доманиковое время среднего франа. В истории формирования рифов рыбкинской группы выделены три этапа.

Первый этап – доманиковый. Обособленные строматопорово-коралловые ОП зародились и развивались на фоне региональной и глобальной доманиковой трансгрессии. Развитие началось, по-видимому, с колонизации слабо выраженных в рельефе дна поднятий и линейных тектонических флексур. По данным бурения такие поднятия проявляются в сокращении мощности пород подстилающего терригенного комплекса среднего девона. ОП в результате активного роста каркасостроителей и продолжающегося подъема относительного уровня моря (ОУМ) оказались окруженные зонами конденсированных кремнисто-карбонатных осадков. В более мелководной зоне, прилегающей к СИС, в доманиковое время сформировалась КП толщиной до 40-70 м. Карбонатная седиментация на платформе протекала при неравномерном поступлении продуктов размыва СИС – в породах присутствует разнообразная терригенная примесь. В рыбкинских рифах уже в доманиковое время вместе с комплексом фаций рифового ядра оформились

фации склона. На этапе LHST образовался зернистый склоновый шлейф. В конце доманикового времени в результате значительного снижения ОУМ, вызванного в первую очередь положительными движениями блоков СИС, одиночные рифы подверглись карсту. В разрезе по керну диагностированы горизонты брекчий. Мощность доманиковых рифовых отложений изменяется от 40 до 80 м.

Второй этап связан с эвстатическим повышением ОУМ в речичное время. Одиночные рифы возобновили свое развитие; основные каркасостроители – строматопороидеи, табуляты и ругозы. В керне диагностированы фации рифового ядра и склона. На стадии TST и EHST в верхней части рифового склона формировались биогермы с листовидными и ветвистыми скелетными формами. На стадии LHST разнотекстурированный карбонатный материал рифового мелководья выносился на склоны, образуя отложения шлейфа. Закончился 2-й этап значительным падением ОУМ, вызванным региональными тектоническими процессами в зоне СИС. В рыбкинских рифах на стадии поздне-речичного LST сформировался второй этаж карстопроявлений. По керну в склоновых фациях Стрелецкой ОП установлены травертины, маркирующие участок разгрузки карстовых вод. Мощность речичной части рифов изменяется от 50 до 80 м.

Третий этап рифообразования (воронежский) связан со значительным повышением ОУМ в воронежское время. В фациях рифового ядра наблюдается доминирование крупных строматопороидей и заметное снижение роли кораллов. На стадиях TST и EHST сформировались плотные биогермные пачки верхней части склона. На стадии LHST разнотекстурированный карбонатный материал, образующийся в условиях рифового мелководья, выносился на склоны. Он аккумулировался в линзовидных телах тыловых склоновых шлейфов. Толщина воронежских отложений в рифах достигает 80-100 м. В конце воронежа происходит региональное снижение ОУМ [4]. На ВЛУ оно было усилено тектоническими поднятиями СИС. Началась третья эпоха карстования рифов. По развитию карстопроявлений амплитуда падения ОУМ оценивается в 40 м. Для этого времени характерен интенсивный привнос терригенно-глинистого материала и его внедрение по карстовым зонам в ОП. В межрифовых промежутках накапливались алевролиты и песчаники. На рубеж воронежского и евлановского времени, кроме этого, приходится и событие массового вымирания бентосных беспозвоночных – ранний Kellwasser.

На этапе евлановской трансгрессии рыбкинские рифы были перекрыты морскими карбонатно-терригенно-глинистыми осадками. Развитие рифов больше не возобновилось: обильный терригенно-глинистый материал, поступающий с СИС, сыграл роль лимитирующего фактора в жизнедеятельности организмов-каркасостроителей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вилесов А.П. Франские одиночные рифы Оренбургской области и перспективы их нефтегазоносности / А.П. Вилесов, Т.Г. Немирович, А.А. Лашманова // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: мат. VII Всеросс. литол. совещания. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – Т.1. – С. 158-163.
2. Никитин Ю.И. Поиск и изучение зон нефтенакопления, контролируемых рифами, на основе применения комплекса региональных критериев / Ю.И. Никитин, Е.В. Астафьев, И.Р. Ахтямова, Г.В. Шакирова, О.А. Широковских // Нефтяное хозяйство. – 2017. – № 9. – С. 64-69.
3. Никитин Ю.И. Новое направление геолого-разведочных работ в Оренбургской области / Ю.И. Никитин, С.В. Остапенко, В.Б. Щеглов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – № 11. – С. 13-18.
4. Alekseev A.S. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes / A.S. Alekseev, L.I. Kononova, A.M. Nikishin // Tectonophysics. – 1996. – V. 268. – Is. 1-4. – P. 149-168.

РОЛЬ ЛИТОЛОГИИ КОРЕННЫХ ПОРОД И ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ СКУЛЬПТУРНО-ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА И ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.В. Виноградова¹

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Скульптурно-эрозионный рельеф скального ложа долин, создаваемый потоком в процессе врезания в коренные породы, при небольшой мощности горного аллювия, является жестким каркасом, контролирующим транспорт наносов и определяющим стабильность участков их транзита и аккумуляции.

Специфические особенности эрозионно-скульптурного рельефа погребенных долин обусловлены литолого-структурными факторами. В рельефе погребенных долин может быть даже более четко, чем в современных руслах прослеживается «приспособляемость» руслового процесса к первичным литолого-тектоническим условиям.

Анализ особенностей морфологии скульптурно-эрозионного рельефа проводился для участков долин одних и тех же порядков, выработанных в породах с различной способностью к размыву. Общая картина морфологического строения коренного ложа рек во всех породах имеет много общего, т.е. скульптурно-эрозионные формы подобны, выделяются одни и те же типы коренного рельефа, но для менее прочных пород отмечается большая контрастность русловых форм. Она проявляется в больших амплитудах относительных превышений различных форм рельефа, в более сложной конфигурации форм, в более частой смене типов рельефа. Малейшие изменения в «прочности» коренных пород, на которые воздействует поток, влекут за собой усиление различий в проявлении его эрозионной деятельности. Так на участках, сложенных, мягкими, податливыми к размыву породами, например в трещиноватых сланцах, имеющих широкое распространение в россыпных районах, скульптурно-эрозионные формы четко прослеживаются как в днищах погребенных долин, так и на эрозионных террасах погребенных долин. На участках распространения более прочных пород (аргиллитов, песчаников, мраморизованных известняков) палеорула часто могут только намечаться в виде широких и неглубоких эрозионных борозд на поверхности коренных пород, иногда их вообще невозможно выделить в пределах эрозионных уровней. Положительные скульптурные формы в плане имеют плавные очертания. Нередко формирование палеоизлучин связано с изменением направления эрозионной борозды вдоль контакта с более твердыми коренными породами (вынужденные или адаптированные излучины).

Литология пород отражается и в морфологии структурных уступов. Их крутизна изменяется в диапазоне уклонов от 20-40‰ в породах преимущественно сланцевого состава до 40-70‰ в более твердых породах – мраморизованных известняках, песчаниках, доломитах, в зонах прокварцевания и т.д. Размеры и глубина эрозионных котлов также зависит от литологии и трещиноватости пород. В мягких легко размываемых породах глубина эрозионного котла ниже порога может достигать более десяти метров.

Общая структура погребенных россыпей и их конфигурация, определяется морфодинамическим типом русла, который отражается в рельефе коренного ложа..

¹ Работа выполнена по теме НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева

Частицы золота, обладая большим удельным весом и небольшими размерами, попадая в сферу деятельности потока, быстро проседают в нижний горизонт донных наносов и задерживаются в неровностях плотика. Наиболее обогащенные золотом струи аллювия приурочены к палеоруслам. На участках узкого днища погребенные россыпи, сформированные относительно прямолинейным неразветвленным руслом или врезающейся излучиной, функционирующих в период россыпеобразования, имеют форму узкой ленточной залежи, приуроченной к «глубокому тальвегу» (палеоруслу, выраженному в рельефе коренного ложа в виде эрозионной борозды). В широкопойменном относительно прямолинейном неразветвленном русле наиболее высокие концентрации также прослеживаются вдоль «глубоких тальвегов». На выровненных площадках, представляющих собой цокольные основания пойм, содержания золота резко снижаются. В меандрирующем русле также отмечается приуроченность основных содержаний золота к палеоруслам, контуры обогащенных золотом струй повторяют форму излучин. На участках свободного меандрирования горизонтальные деформации излучин для горных рек, по-видимому, имеют дискретный характер, выраженный в том, что излучины на протяжении длительных геологических периодов резко изменяют свое положение. Об этом свидетельствует рельеф скального ложа и конфигурация, приуроченных к эрозионным бороздам обогащенных золотом струй аллювия. В пределах широкопойменного днища нередко формируется несколько таких струй, повторяющих форму излучин, между которыми фиксируются участки с непромышленными содержаниями. Морфология скального ложа на участках многорукавного русла характеризуется большим количеством островов и эрозионных борозд. Они имеют различную конфигурацию, протяженность и ориентировку. Здесь происходит активное перераспределение участков транспорта и аккумуляции наносов. Ширина россыпи достигает значительных размеров. Внутренняя структура россыпи характеризуется сложным гнездово-струйчатым распределением золота. Высокие содержания золота отмечаются вдоль эрозионных борозд.

Специфические условия создаются на локальных участках долин, сложенных породами, подверженными карстовым процессам. На таких участках под воздействием как русловых, так и карстовых процессов формируется особый тип россыпей. Карстовые воронки заполнены плохо окатанным материалом, золото рассеяно по всему разрезу рыхлых отложений.

Особый пилообразный тип скульптурно-эрозионного рельефа формируется на участках развития сланцевых трещиноватых пород при впадении в долину крупного палеопритока. В результате избирательной эрозии образуется крайне сложный скульптурно-эрозионный рельеф. Поперечный профиль днища долины имеет пилообразный характер – гребневидные узкие повышения сменяются щелевидными глубокими узкими бороздами, представляющими следы смещающегося палеорусла притока. Строение россыпей крайне сложное – отмечается контрастное изменение содержаний золота в пробах от скважины к скважине.

Выявленные закономерности могут быть использованы при проведении разведочных работ в погребенных россыпях.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАЖЕНОВСКОГО МОРЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ РАДИОЛЯРИЙ

В.С. Вишневская^{1,2}, Э.О. Амон², И.В. Панченко³, А.О. Шуваев⁴

¹ Геологический институт РАН

² Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН

³ ЗАО МиМГО

⁴ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг»

Радиолярии в баженовской свите Западной Сибири были установлены более 40 лет назад [5 и др.], но как инструмент для палеогеографического анализа и воссоздания истории развития осадочного бассейна Баженовского моря они до последнего времени применялись редко [1, 3 и др.]. В качестве биостратиграфического каркаса отложений этого возраста (завершение юры – начало мела) для Баженовского бассейна предложен ряд биостратонов – радиоляриевые биогоризонты, объем которых отвечают диапазону распространения видов-индексов [3, 4]. Нижний радиоляриевый биогоризонт *Parvicingula blowi* (низы среднего подъяруса волжского яруса или нижний титон) установлен в кремнисто-карбонатном интервале нижней части баженовской свиты. Биогоризонт *Parvicingula jonesi* (средний подъярус волжского яруса или средний титон) установлен в толще глинисто-кремнистых пород – радиоляритов. Биогоризонт *Parvicingula haesckeli* (верхний подъярус волжского яруса или верхний титон, возможно, включая низы берриаса) установлен в толще карбонатно-кремнистых пород (с прослоями радиоляритов). Биогоризонты *Parvicingula khabakovi* – *Williriedellum salymicum* (берриас) и *Williriedellum* (берриас) установлены в верхней части карбонатно-кремнистого разреза баженовской свиты.

Биогоризонт с *Parvicingula blowi*. Нижняя граница совпадает с массовым появлением радиолярий в подошве битуминозных отложений, и, вероятно, к началу средневолжского времени был уже сформирован достаточно глубоководный бассейн с палеообстановками, пригодными для существования и развития кремнистого планктона. В составе комплекса присутствуют остатки пелагических форм, что позволяет судить об относительном глубоководье; отмечаются также все морфологические группы радиолярий, что указывает на открытый морской характер бассейна, а присутствие 20-40% *Parvicingula* – на возможную контрастность глубин или близость поднятий (острова и пассивная континентальная окраина). Уже в начале формирования биогоризонта *P. blowi* отмечается пиритизация форм, а также наличие дробленных скелетов радиолярий в виде свалов. Это свидетельствует, с одной стороны, об эвксинизации бассейна, и, с другой, о турбидном характере транспортировки осадков. Эти же признаки (сероводородное заражение придонных водных слоев, турбидность) далее повторяются в интервалах распространения других радиоляриевых биогоризонтов.

Биогоризонт с *Parvicingula jonesi*. Отмечается высокое видовое разнообразие высококонических форм рода *Parvicingula*, которые составляют 75-90% радиоляриевой ассоциации, что позволяет предположить наличие довольно значительных глубин (сотни метров) бассейна обитания. При этом реконструируется зона подъема вод типа апвеллинга, которая могла возникнуть вдоль склона глубоководного бассейна, образовавшегося на пересечении Колтогорско-Уренгойского и серии среднеобских рифтов Западно-Сибирской рифтовой системы. Кроме того, доминирование видов рода *Parvicingula* служит явным признаком бореальности. Присутствие *Parvicingula* в радиоляриевом комплексе является индикатором северного течения, заносившего большое количество представителей этого рода из арктической и северотихоокеанской палеоклиматических провинций.

Максимальные глубины Баженовского морского бассейна при постоянном уровне стояния воды, вероятно, приходились на середину и конец средневолжского времени, на что указывает достижение максимального числа камер (до 15-20) у представителей *Parvicingula*, и, как правило, такое значительное количество камер свойственно им из синхронных отложений тихоокеанской провинции [2, 4].

Биогоризонт с *Parvicingula haesckeli*. Число высоконических мультикамерных форм, тяготеющих к большим глубинам, сокращается, но появляется много трициртидных скелетов. Постепенное исчезновение высококонических веретеновидных форм и общее уменьшение высоты циртоидей указывает на изменения глубины бассейна в сторону обмеления, и, возможно, выполаживание рельефа.

Биогоризонт с *Parvicingula khabakovi* – *Williriedellum salymicum* и биогоризонт *Williriedellum*. Появляются высокоспециализированные [6, 7] скрытоцефалические представители *Williriedellum*, а также *Quasicrolanium* и формы с 7-ю рогами – внешними иглами (сем. *Echinocampidae*). Это свидетельствует продолжении изменения гидрологии бассейна в сторону уменьшения глубин. В биогоризонте отмечено цветение кокколитофорид.

Выполненные исследования будут использованы для дальнейшего изучения высоко биопродуктивных горизонтов с целью выявления дополнительных поисковых признаков углеводородов.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН (№ госрегистрации 0135-2019-0057), Программы ПИН, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00494).

ЛИТЕРАТУРА

1. Амон Э.О. Радиоларии в экосистеме баженовского моря (поздняя юра – начало раннего мела, Западная Сибирь) // Литология и геология горючих ископаемых / Э.О. Амон. – Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. горн. ун-та, 2011. – С. 145–169.
2. Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России / В.С. Вишневская. – М.: ГЕОС, 2001. – 376с.
3. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиолариевого анализа / В.С. Вишневская // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – Екатеринбург: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2013. – С. 34–37.
4. Панченко И.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири / И.В. Панченко, Н.С. Балущкина, Е.Ю. Барабошкин, В.С. Вишневская, Г.А. Калмыков, О.В. Шурекова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015. – Т.10. – № 2. doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015.
5. Ясович Г.С. К стратиграфии битуминозных отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской равнины / Г.С. Ясович, М.Д. Поплавская // Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1975. – С. 28-57. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 102).
6. Vishnevskaya V.S. The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers / V.S. Vishnevskaya // Geological Quarterly. – 2017. – V. 61 (3). – P. 641–654, doi: 10.7306/gq.1370.
7. Vishnevskaya, V.S. Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim / V.S. Vishnevskaya, G.E. Kozlova // Acta Palaeontologica Polonica – 2012. – V. 57 (4). – P. 773–790.

РОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ В ФОРМИРОВАНИИ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА КОНТИНЕНТЕ И В ОКЕАНЕ

И.Ф. Габлина

Геологический институт Российской Академии Наук, Москва, Россия

Многолетние исследования закономерностей распространения, вещественного состава и условий образования месторождений медистых песчаников и сланцев показали, что основными факторами образования рудоносных растворов являются процессы взаимодействия вода-порода, а локализация сульфидных руд происходит на восстановительных сероводородных барьерах. Эти представления заложены крупными российскими и зарубежными исследователями (А.И. Перельман, А.И. Германов, Е.А. Басков, С.Р. Крайнов, Б.Н. Рыженко, Л.М. Лебедев, А.М. Лурье, Л.Б. Густафсон, Н. Уильямс, A.W. Rose, W.S. White и др.) и получили развитие в наших работах [1, 2 и др.]. Важнейшее место в этом ряду занимают труды А.И. Перельмана [5, 6 и др.], разработавшего учение о геохимических барьерах и применившего его к расшифровке генезиса стратиформных месторождений, в том числе месторождений медистых песчаников (на примере Джекказгана).

Открытие современных сульфидных руд на дне океана позволило изучать процесс рудообразования путем непосредственных наблюдений, замеров физико-химических параметров и исследования состава рудоносных растворов. Было установлено, что это кислые (pH 2-4) восстановительные гидротермальные (Т до 350-400°C) растворы, содержащие CH_4 , CO_2 , H_2S , He, Fe, Cu, Zn, Pb, Si [3, 4 и др.].

Современные сульфидные руды, рудоносные и фоновые осадки изучены в зоне 13-20° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (гидротермальные поля Ашадзе-1, Семенов-4, Зенит-Виктория, Петербургское, рудный узел Победа) по материалам рейсов нис «Профессор Логачев» ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в Российском разведочном районе.

Был проведен комплекс исследований, включающий литологические, биостратиграфические, геохимические, физико-химические (замеры Eh-pH -параметров рудоносных и фоновых осадков в рейсе) методы, в сочетании с минералогическими, электронно-микроскопическими, электронно-зондовыми, рентгеновскими и химическими методами исследования осадков и руд.

Месторождения медистых песчаников и сланцев. Объектами исследований служили разновозрастные месторождения медистых песчаников и сланцев - Удокан ($\text{Pt}_1?$), Гравийское в Игарском районе ($\text{V}-\text{C}_1$), Джекказган в Казахстане (C_{2-3}), Западное Приуралье, Любин-Серошовице в Польше, Мансфельд в Германии (P_2) и др. В результате исследований установлено, что независимо от возраста и степени метаморфизма вмещающих пород, руды медистых песчаников и сланцев локализуются либо в самих красноцветных толщах, либо в базальных горизонтах перекрывающих их морских сероцветных отложений. Это объясняется геохимическими особенностями меди и вмещающих оруденение отложений. Медь подвижна в слабо окислительной обстановке, характерной для континентальных красноцветных формаций. В пластовых водах красноцветных формаций, обычно присутствует хлор-ион, с которым Cu^+ образует водорастворимые комплексы. Слабо окислительные, богатые Cl-ионом воды выщелачивают из пород полезные компоненты (Cu, Pb, Zn) и переносят их в виде хлоридных комплексов. Осаждение металлов происходит в сульфидной форме в восстановительной сероводородной среде (на сероводородном геохимическом барьере). Изотопные данные указывают на биогенное происхождение сульфидной серы в рудах. Нами показано, что существует два типа барьеров – сингенетические и эпигенетические. Образование первых связано с накоплением органического вещества

одновременно с осадками, а вторых – с поступлением восстановителей (углеводородов, H_2S) на стадиях катагенеза в уже сформированные породы. Последовательность осаждения сульфидов Cu-Fe соответствует их физико-химической устойчивости (от халькозина до пирита со снижением E_h от красноцветных пород к восстановительному сероводородному барьеру).

Современные сульфидные руды и рудоносные осадки океана. Изученные гидротермальные рудные поля расположены на бортах рифтовой долины САХ в районе от 13° до $20^\circ 08'$ с.ш. на глубинах от ≈ 2400 до 4200 м. В их строении принимают участие базальты, габбро и перидотиты, карбонатные, металлоносные и рудоносные осадки с включениями сульфидных руд. Рудные тела представляют собой реликтовые и активные трубообразные постройки на поверхности дна, а также разрозненные группы гидротермальных сульфидных (сульфиды Fe, Cu-Fe, Zn) построек в рудоносных осадках.

Фоновые карбонатные (до 75-90% $CaCO_3$) осадки представлены кальцитовыми раковинами фораминифер, кокколитов и птеропод с примесью глинистого и эдафогенного материала. Они имеют максимальную вскрытую мощность 100-150 см. Возраст осадков голоцен-позднеплейстоценовый (0-128 тыс. лет). В металлоносных и особенно в рудоносных осадках карбонатность существенно снижается (до 0-нескольких %) и возрастает содержание рудных элементов.

Согласно существующим представлениям (рециклинговая модель), гидротермальные растворы формируются при взаимодействии морской воды с породами ложа океана. Преобразованная морская вода, разогретая вблизи магматической камеры, образует гидротермальные конвективные потоки, из которых на дне океана осаждаются сульфиды [3 и др.]. Формирование сульфидных руд происходит на геохимическом барьере, образующемся в зоне смешения кислых гидротермальных рудоносных растворов с холодной морской водой, содержащей кислород и SO_4 («черные курильщики»). Проведенные нами исследования показали, что формирование значительной части сульфидных руд и рудоносных осадков этой зоны САХ происходило под воздействием гидротермальных растворов диффузного типа, поступающих в биогенные карбонатные донные илы из пород субстрата. Минералообразование происходило на геохимическом барьере, в зоне взаимодействия металлоносных флюидов, морской воды, насыщающей осадки, и неустойчивого в кислой среде биогенного кальцита осадков. Карбонатные донные илы служат геохимическим барьером (присутствие реакционно-способного карбонатного материала), и физическим - затрудняющим быструю миграцию рудоносных растворов и способствующим осаждению и накоплению полезных компонентов. На начальных этапах за счет метасоматического замещения отдельных раковин микроорганизмов формируются рудоносные и/или металлоносные осадки. Длительное воздействие гидротерм приводит к полному растворению осадочного карбонатного материала и формированию на его месте сульфидных построек и/или плитообразного цоколя «черных курильщиков».

ЛИТЕРАТУРА

1. Габлина И.Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях / И.Ф. Габлина. – М.: Наука, 1983. – 112 с.
2. Габлина И.Ф. Периодичность меденакпления в осадочной оболочке Земли / И.Ф. Габлина, Ю.М. Малиновский // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 2. – С. 155-173.
3. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем / Д.В. Гричук. – М.: Научный мир, 2000. – 304 с.
4. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана / Е.Г. Гурвич. – М.: Научный Мир, 1998. – 340 с.
5. Перельман А.И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников / А.И. Перельман. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 1-21.
6. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов / А.И. Перельман. – М.: Недра, 1968. – 332 с.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ РАЗНОГО ПОРЯДКА В ПАЛЕОБАССЕЙНАХ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Ю.О. Гаврилов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Выделение Н.М. Страховым типов литогенеза на континентальном блоке Земли (1958-1963 гг.) [5 и др.] – и прежде всего гумидного, аридного, ледового – убедительно обосновывает существование климатических факторов, как основных регуляторов процессов образования различных типов осадочных пород и полезных ископаемых. Вместе с тем, существуют факторы иной природы, активно влияющие на осадочные процессы. Так, Н.М. Страховым была обсуждена проблема периодичности осадконакопления и связи различных осадочных образований с трансгрессиями и регрессиями, в том числе с глобальными. Прежде всего это касалось осадочных циклов, продолжительностью в первые десятки миллионов лет, то есть в рамках современной терминологии с циклами 2-го порядка. С середины 80-х годов начали появляться многочисленные публикации, в которых обосновывалось выделение флуктуаций уровня моря 3-го порядка (1-3 млн лет), а также более мелких (4, 5-го) порядков [8 и др.].

Со временем выяснилось, что короткопериодные колебания уровня моря оказывают различное по существу влияние на процессы литогенеза – как на структуру осадочных толщ, так и на разнообразные геохимические процессы. Установлено, что характер распределения осадочного материала в палеобассейнах в значительной мере зависит от высокого или низкого стояния уровня моря: при высоком и относительно стабильном стоянии – преобладает горизонтально-слоистый тип аккумуляции осадочного материала, при его падении – часто происходит переработка ранее накопленного осадочного материала, его латеральное перемещение и формирование крупных проградационных структур. Особенно ярко эти процессы проявляются в краевых зонах карбонатных платформ, что наблюдается во многих районах мира. В Кавказском регионе в формировании структуры верхнеюрской – нижнемеловой карбонатной платформы колебания уровня моря играли определяющую роль в формировании осадочного комплекса (например, Шахдагский массив в южном Дагестане [2]). Падение уровня моря привело к накоплению олистостромовой толщи в начале поздней юры. Особенно рельефно влияние колебаний уровня моря проявилось при формировании комплекса клиноформ в титоне. По взаимоотношениям осадочных структур в северной краевой части Шахдагского массива, можно судить о нескольких эпизодах усиления подачи обломочного материала в зону бокового наращивания клиноформ. При ослаблении темпов привноса осадочного материала во время подъема уровня моря, формировались небольшие рифогенные постройки. От продолжительности этих флуктуаций зависела величина латерального наращивания клиноформного комплекса. Во время понижения уровня моря на территории карбонатной платформы возникали полуизолированные водоемы, в которых накапливались эвапориты [2].

В раннеюрском-ааленском палеоводоеме на территории Северо-Восточного Кавказа в целом клиноформную структуру имеет дельтовый-продельтовый осадочный комплекс. Значительные по амплитуде эвстатические падения уровня моря 3-го порядка в самом начале тоара и особенно на границе тоара и аалена привели к масштабной переработке ранее накопленного в прибрежных частях водоема осадочного материала и выдвиганию комплекса дельтовых фаций (0,6 и более 1 км по мощности) в более мористые районы палеобассейна. В свою очередь,

для всего дельтового и продельтового терригенного комплекса характерны осадочные циклы, образование которых связано с колебаниями уровня моря 4 и 5-го порядка. В районе Центрального Кавказа с раннеааленской регрессией связано образование горизонтов Fe-оолитовых руд (за счет размыва рудоносных кор выветривания Малкинского серпентинитового массива); далее к западу на этом уровне отмечен перерыв в осадконакоплении. Таким образом, один и тот же эпизод эвстатического падения уровня моря в разных частях крупного палеобассейна запечатлен в осадочной летописи существенно по-разному: 1) перерыв в осадконакоплении, 2) образование горизонтов Fe-оолитовых руд, 3) размыв и переотложение больших масс осадков наземной части дельты, что привело к образованию в толще морских отложений мощного осадочного комплекса, содержащего в том числе континентальные фации – аллювиальные, озерно-болотные и т.д. [1, 6].

Установлено, что с трансгрессиями связано накопление осадков, обогащенных органическим веществом (ОВ) [7]. В ранне- и среднеюрском бассейне Б. Кавказа накопление в осадках ОВ обусловило образование крупных рудопроявлений диагенетических сидеритов [1].

В меловое время и в палеогене с быстрыми эвстатическими трансгрессиями, которым предшествовали регрессивные эпизоды, связано образование горизонтов углеродистых отложений (так называемых ОАЕs) и локальное развитие аноксидных обстановок, что происходило вследствие выноса из наземных прибрежных ландшафтов в водоем большого количества биофильных элементов и резкого роста биопродуктивности фитопланктона. Нелинейный характер развития трансгрессии приводил к неравномерности поставки в водоем биофилов, что повлияло на образование циклически построенных отложений [3].

При реконструкции древних обстановок литогенеза, в основе которых лежат минеральные индикаторы климата, необходимо учитывать фактор влияния на минералообразование эвстатических колебаний уровня морей. Так, в бассейнах, имеющих свободные связи и водообмен с Мировым океаном, влияние климата на формирование характерных для него минеральных индикаторов, ограничено; напротив, при падении уровня моря и возникновении более мелководных обстановок в условиях аридного или гумидного климата – возможность формирования соответствующих минеральных климатических индикаторов возрастает [4]. (Госзадание ГИН РАН, № 0135-2019-0070).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа / Ю.О. Гаврилов. – М.: ГЕОС, 2005. – 301 с.
2. Гаврилов Ю.О. Архитектура южной краевой зоны верхнеюрско-валанжинской карбонатной платформы северо-восточного Кавказа (Дагестан, Шахдагский массив) / Ю.О. Гаврилов // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – №6. – С. 507-520.
3. Гаврилов Ю.О. Позднесеноманское палеоэкологическое событие (ОАЕ 2) в восточно-кавказском бассейне Северного Перитетиса / Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина, О.В. Голованова, Б.Г. Покровский // Литология и полезные ископаемые. – 2013. – №6. – С. 522-551.
4. Гаврилов Ю.О. Литолого-геохимические особенности отложений палеоцен/эоценового биосферного события «РЕТМ» Восточного Крыма (разрез «Насыпное») / Ю.О. Гаврилов, О.В. Голованова, Е.В. Щепетова, Б.Г. Покровский // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 5. – С. 371-383.
5. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли / Н.М. Страхов. – М.: Госгеолиздат, 1963. – 535 с.
6. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований / В.Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – 180 с.
7. Hallam A. Bituminous shales and ooidal ironstones as indicators of transgression and regression / A. Hallam, M.J. Bradshaw // Jour. Geol. Soc. – 1979. – V. 136. – No 2. – P.157-164.
8. Haq B.U. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic / B.U. Haq, J. Hardenbol, P.R. Vail // Science. – 1987. – V. 235. – No 4793. – P. 1156-1167.

ФАЦИИ ПОСЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ – ПРОБЛЕМА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ И ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Е.В. Гаранкина¹, И.Г. Шоркунов², В.Р. Беляев¹, Е.Д. Шеремецкая¹, Ю.В. Шишкина¹

¹ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

Серия возвышенностей в центре Русской равнины традиционно считается сформированной в ходе последнего среднеплейстоценового (московского) оледенения. Ведущая роль в формировании отложений и рельефа здесь приписывается ледниковым агентам, тогда как участие постледниковых седиментогенеза и морфолитогенеза обычно сводится к накоплению маломощного (2-3 м) плаща покровных суглинков и неравномерной переработке ледникового материала флювиальными процессами. Как правило, признавая преимущественно субэразальный генезис покровных образований в суровых перигляциальных условиях, их иногда генетически сопоставляют мощным лессовым покровам более южных регионов. Однако, последние исследования в пределах Борисоглебской возвышенности и Угорско-Протвинской низины показывают широкое распространение гораздо более мощных (до 5-9 м) иловатых и опесчаненных суглинков и алевроитов даже на высоких гипсометрических уровнях – в заполнениях ледникового и водно-ледникового рельефа междуречий (на абс. высотах 140-180 м). Для них характерны серые голубовато-буроватые оттенки и богатые органическим веществом линзы. Осложненные многочисленными криогенными и педогенными признаками и частично эродированные, эти пачки не всегда распознаются в буровых кернах и даже разрезах.

Для их достоверного стратиграфического и фациально-генетического расчленения мы применили подход иерархического морфогенетического исследования на разных масштабных уровнях организации материи, включая детальное макроморфологическое описание отложений и последующий анализ их гранулометрического и химического состава, содержания органического вещества, микротекстурных и палеопочвенных признаков с использованием сканирующего электронного микроскопа, спорово-пыльцевых спектров, а также радиоуглеродное датирование.

На фоне общей относительной литологической однородности тонкодисперсной толщи сверху-вниз типична закономерная смена трех пачек: от неконтрастно слоистой светло-серой желтоватой к более контрастно слоистой серой голубоватой и затем к буровато-серой с контрастными темно-серыми и темно-бурыми линзами, богатыми органическим веществом (как тонкодисперсным, так и обильными растительными макроостатками), чьи частота и мощность увеличиваются книзу. В первом приближении, выявлено пять порядков ритмичной слоистости, что позволяет предварительно заключить преобладание систематического (непрерывного) суб- и супераквального типа седиментации.

Наиболее визуально контрастные слои – сантиметрового и дециметрового шага – показывают резкие различия как цвета и размерности частиц, так и сложения. В пределах нижней пачки более мощные и одновременно более опесчаненные прослои зачастую характеризуются наличием небольших (первые мм) слабо окатанных включений материала более тонких илистых и пылеватых прослоев, что может свидетельствовать о повышенной гидродинамике, размыве и переотложении береговых фаций. В ней часты и палеопочвенные признаки (поры-трубки и поры-плоскости, органогенные горизонты), подтверждающие вероятные перерывы

в осадконакоплении, периодическое осушение и заболачивание водоемов. В средней пачке наиболее ярко выражена тонкая слоистость (миллиметрового и субмиллиметрового шага), позволяя предполагать наиболее спокойные и, вероятно, глубоководные условия накопления материала. Верхней пачке, практически лишенной органического вещества, свойственны натечные и криотурбационные микротекстуры, указывающие на обмеление водоема в суровых климатических условиях и возросшую роль делювиально-солифлюкционного привноса.

Выявленная многопорядковая слоистость, подчеркнутая ритмичной текстурно-структурной дифференциацией, общая латеральная и вертикальная литологическая однородность и специфические текстурные особенности позволяют считать, что рассматриваемые отложения отвечают озерному типу седиментогенеза. Серия радиоуглеродных дат, а также стратиграфическая (в т.ч. подстилание мореной с признаками текстурно-дифференцированных почв либо мощными торфяниками микулинского возраста) и геоморфологическая позиции рассматриваемых слоистых пачек позволяют отнести их к формированию в длительно существовавших (с микулинского (MIS5e) либо ранневалдайского (MIS5d-MIS4) времени) озерах, сохранявшихся вплоть до позднего валдая (MIS2) и местами начала голоцена, когда они в значительной степени заполнялись активизировавшимся поступлением материала со склонов. В целом, можно говорить о направленном выполаживании позднемосковского ледникового рельефа за счет продолжительного озерного осадконакопления в течение всего позднего плейстоцена и сокращении амплитуд высот в пределах междуречий, как минимум, вдвое.

Характер слоистости (исключая, вероятно, субмиллиметровую) определяется не сезонной, а событийной ритмикой. Выявленная связь с пиками активности геоморфологических (абразионных, склоновых, криогенных) и почвенных процессов, а также изменениями водности озерных бассейнов, предполагает значительную фациальную неоднородность отложений (смещение медиан от крупной пыли и тонкого песка до мелкой пыли в гранулометрических спектрах, колебания абсолютного содержания органического углерода и крупнодисперсного растительного детрита в пределах выделенных пачек) на фоне сохранения общих трендов (обеднения содержания органического вещества и спорово-пыльцевых спектров, длиннопериодные циклы изменения преобладающих размерных фракций частиц и т.д.), которые можно сопоставить направленным изменениям климата в позднем плейстоцене.

Высокий потенциал имеют дальнейшие исследования фациальных переходов рассмотренного литостратотипа заполнений неровностей ледникового рельефа и обычно менее мощных (до 3 м), однако практически повсеместно обнаруживаемых в пределах вершинных поверхностей неясно тонкослоистых алевроито-суглинистых образований, перекрытых неслоистыми однородными («покровными») суглинками мощностью около 1 м. Известная проблема генетической и возрастной интерпретации таких «немых» покровов, однако несущих детальную запись о развитии междуречий, может быть в существенной мере решена за счет корреляции с толщами озерных суглинков в подчиненных позициях междуречного ландшафта, более богатых органогенным материалом.

РОЛЬ ФАЦИАЛЬНО-ЦИКЛИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИ НЕСВЯЗАННЫХ ТЕЛ С ЦЕЛЬЮ ОБОСНОВАНИЯ ФЛЮИДАЛЬНОЙ МОДЕЛИ НА ПРИМЕРЕ НОВОПОРТОВСКОЙ ТОЛЩИ

О.С. Генераленко, А.В. Карнаухов, Т.С. Малышевская

ООО «Газпромнефть НТЦ» г. Тюмень, Россия

Новопортовское нефтегазоконденсатное месторождение расположено на полуострове Ямал. Согласно региональным стратиграфическим схемам нижнемеловых отложений, исследуемые пласты новопортовской толщи относятся к ахской свите валанжинского и готеривского ярусов нижнего мела Ямало-Гыданского фациального района. Отложения новопортовской толщи перекрываются сеяхинскими аргиллитоподобными глинами толщиной 80-160 м. Продуктивные пласты НП₁-НП₄, суммарная мощность которых изменяется от 36 до 180 м, залегают в кровельной части новопортовской свиты.

Залежь нефтегазоконденсатная, первоочередное эксплуатационное бурение было направлено на западную часть залежи, все пробуренные скважины подтверждали имеющуюся геологическую модель. С началом разбуривания юго-восточной части площади в каждом пилотном и транзитном стволе отмечалось несоответствие газонефтяного контакта (ГНК), отбиваемого по данным ГИС и геологической модели - расхождения достигали 14 м.

Факт столь существенного отличия ГНК западной и восточной частей залежи может объясняться двумя причинами. Первая – наличие тектонического экрана, однако по материалам интерпретации сейсмических разрезов столь протяженные тектонические нарушения в изучаемом районе отсутствуют. Вторая причина - фациальная неоднородность отложений западной и восточной частей площади, что может являться причиной литологической разобщенности залежей и, как следствие, разного положения ГНК.

На первом этапе комплексного фациально-циклического анализа проводилось детальное изучение керна по 17-ти скважинам, вскрывающим отложения пластов НП₁-НП₄, затем выполнялся электрофациальный анализ. По комплексу диагностических признаков в кровле новопортовской толщи авторами выделено 6 фаций, которые объединены в макрофации - отложения дельты речного типа и отложения внутреннего шельфа.

Макрофация отложений дельты представлена массивными мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми песчаниками, прослоями с субгоризонтальной слоистостью фации *проксимальной части фронта дельты*, мелкозернистыми песчаниками с субгоризонтальной слоистостью и маломощными прослоями мелкозернистого глинистого алевролита *дистальной части фронта дельты* и *фацией алевроитоглинистых осадков продельтовой области*, сложенной мелкозернистыми глинистыми алевролитами с пологоволнистой слоистостью, образованной прослоями косослоистых мелкозернистых песчаников, участками биотурбированных, а также крупнозернистыми алевролитами, деформированными оползанием.

Макрофация отложений внутреннего шельфа представлена *фацией нижней части предфронтальной зоны пляжа*, сложенной песчаниками мелкозернистыми и тонко-мелкозернистыми в различной степени глинистыми интенсивно биотурбированными (*Helminthopsis*, *Phycosiphon*, *Schaubcylichnus*), *фацией переходной зоны пляжа*, где преобладают глинистые, в различной степени биотурбированные, песчаники, которые залегают в кровле новопортовской свиты, а

также *алевритоглинистые отложения шельфа* – мелкозернистые алевролиты до аргиллитов с горизонтальной и микролинзовидной слоистостью за счет тонкозернистого песчаника, интенсивно биотурбированные (*Phycosiphon*).

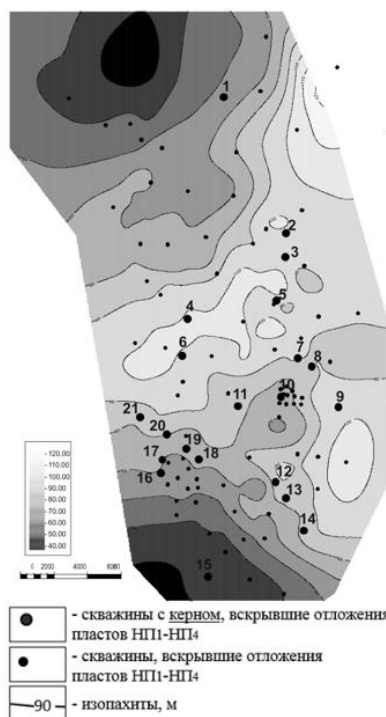


Рисунок. Карта изобат новопортовской свиты (пласты НП₁-НП₄)

При детальной корреляции скважин было отмечено, что целевой пласт состоит из 2-х циклитов регрессивного типа. В скважинах, вскрывающих западную часть залежи, оба циклита сложены отложениями дельтового комплекса. Скважины, вскрывающие юго-восточную часть площади, имеют более сложное строение – нижний циклит вскрывает отложения дельты, верхний – отложения внутреннего шельфа.

На следующем этапе был выполнен сейсмофациальный анализ. На вертикальных срезах сейсмических данных 3D, в волновом поле интервала отмечаются небольшие по размерам клиноформы – «черепицы», проградирующие с юго-запада на северо-восток. Такой рисунок сейсмической записи характерен для дельтовых комплексов, в данном случае, довольно крупной реки. Вкрест простираения «черепицы» достигают 2 км, по простираению зона их развития достигает 15-16 км, амплитуда – от 12 до 26 мс.

Черепицеобразные отражения наблюдаются в западной половине центральной части участка исследований и в восточном направлении постепенно переходят в более пологие, протяженные, динамически выраженные отражения, что свидетельствует о смене фациальной обстановки и более спокойной энергии

привноса осадков. В восточной части месторождения характерное увеличение толщин в интервале исследований вызвано развитием фондоформных отложений крупных клиноформ с более привычным падением - с юго-востока на северо-запад. Подобные особенности волнового поля демонстрируют встречное падение клиноформных комплексов, обусловленное различными источниками сноса на данном локальном участке.

В результате фациально-циклического и сейсмофациального анализа установлено, что вынос песчаных отложений дельты осуществлялся с западной и юго-восточной частей месторождения. Отложения «восточной» лопасти размывались бассейновыми (преимущественно волновыми) процессами, с формированием пляжевых отложений в верхнем циклите. Таким образом, «восточная» и «западная» лопасти дельты гидродинамически не связаны между собой, и основными причинами разного положения ГНК являются фациальная неоднородность и различные источники сноса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ботвинкина Л.Н. Цикличность осадочных толщ и методика их изучения / Л.Н. Ботвинкина, В.П. Алексеев. – Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. – 336 с.
2. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х томах. Пер. с англ. / под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.
3. Vail P.R. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea level. Part 3: Relative Changes of Sea level from Coastal Onlap / P.R. Vail, R.M. Mitchum, S. Thompson // Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir. – 1977. – V. 26. – P. 63-81.

БИОГЕННЫЙ ФАКТОР В ФОСФОГЕНЕЗЕ

А.Ф. Георгиевский, В.М. Бугина

Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

Евро-Азиатский континент представляет собой гигантский регион, где сконцентрированы колоссальные запасы фосфатов почти всех генетических типов промышленных месторождений (афанитовых, микрозернистых, зернистых, желваковых, ракушняковых). В их образовании в современной теории фосфогенеза значительное место справедливо отводится биогенному фактору. Как известно, роль последнего в осадочном рудообразовании проявляется в трех направлениях: а) в изменении физико-химических параметров среды обитания организмов, что приводит к химическому осаждению из бассейновых и иловых вод рудных соединений; б) в их сорбционно-метасоматической фиксации на убитой биогенной ткани, вокруг которой в дальнейшем формируются минеральные конкреции, различные фито- и зооморфозы; в) в биогенном осаждении вещества с целью накопления внутриклеточных питательных резервов, а также строительства защитных покровов в виде чехлов, панцирей и раковин организмов. Из перечисленных составляющих биогенного рудогенеза в настоящий момент наибольший интерес в фосфоритообразовании вызывает деятельность цианобактериальных сообществ как аккумуляторов фосфора. Присутствие в фосфоритах микробиоты известно давно. Системно она стала изучаться по мере внедрения в практику исследований фосфоритов методов электронной микроскопии. Обзор выполненных работ и полученных результатов приведен в публикациях Ю.Н. Занина [5]. Особо резонансными оказались данные изучения неопротерозойских слойковых афанитовых фосфоритов Хубсугульского и Бурэнханского месторождений Монголии. Здесь выявлен комплекс фосфатной микробиоты цианобактериальных матов [6]. Сохранность остатков оказалась столь хорошей, что возникла идея экспериментально оценить способность цианобактерий аккумулировать фосфаты. Эксперименты выполнены на культуре *Microcoleus chthonoplastes* в Институте микробиологии РАН в лаборатории академика Г.А. Заварзина [4]. Как показали опыты, оптимальные условия для развития микробиоты складывались при содержании в среде 4 мг/л Р. При возрастании концентраций элемента до 36 мг/л избыток фосфора утилизировался сначала внутри клеток в форме валютиновых микрогранул, а затем в виде защитных чехлов фосфата вокруг трихом цианобактерий. Дальнейшая концентрация элемента вела к гибели микробиоты и фосфатизации ее тканей в течение нескольких часов. Таким образом, экспериментально была установлена возможность фиксации фосфата цианобактериями в процессе их жизнедеятельности. Этот факт стал для многих исследователей отправной точкой для заключения о рудообразующей роли микробиоты при формировании фосфоритов. Однако, такое заключение перестает казаться убедительным после анализа реальных геологических ситуаций. Речь прежде всего идет об эдиакарских строматолитовых и онколитовых фосфоритах, в образовании которых бесспорно участвовала цианобактериальная биота. Такие фосфориты развиты в Китае, в Окино-Хубсугульском, Алтае-Саянском, Каратауском бассейнах. В Индии их отрабатывают на месторождении Джамаркотра. Характерной особенностью строения этих и других отмеченных руд является неравномерное распределение фосфата. Макроскопически наиболее ярко это наблюдается в столбчатых строматолитовых фосфоритах, когда в одном штуде соприкасаются столбики, одни из которых полностью, а другие частично, либо совсем не фосфатизированы. Аналогичная картина устанавливается и в шлифах онколитовых

фосфоритов, где сочетаются онколитовые микрожелвачки разной степени фосфатности. Естественным становится вопрос: как объяснить с позиций биогенного фосфоритообразования отмеченные факты? Теоретически возможны два варианта: либо окружающая среда вокруг соприкасающихся цианобактериальных построек была разная, либо их формировали разные бактериальные культуры. Проблематичность обоих вариантов очевидна. Отсюда естественным становится вывод о сильно преувеличенной роли в фосфоритовом рудогенезе цианобактериальной биоты. Еще более в этом убеждает прослеживание тел фосфоритов в пространстве. Разведочными работами на месторождениях Окино-Хубсугульского бассейна (Хубсугульском, Харанурском) установлено, что они упираются, либо фациально замещаются рифовыми онколито-строматолитовыми сооружениями, но только без признаков серьезной фосфатизации. Иначе говоря, отмеченные природные особенности фосфоритов находятся в жестком противоречии с результатами экспериментов Института микробиологии РАН. Следовательно, необходимы иные объяснения полученных данных. Ключом к пониманию проблемы может стать анализ деятельности фосфатных лингулин и цианобактерий. В первом случае она созидательная, поскольку направлена на аккумуляцию из окружающей среды мизерных концентраций растворенных фосфатов. Во втором случае она пассивна. Цианобактерии здесь выполняют роль простого статиста, который появляется только в экстремальных ситуациях, когда в окружающей среде содержание веществ достигает сверхвысоких концентраций, губительных для жизни организмов. В этих случаях у микроорганизмов срабатывает защитная реакция на неблагоприятные внешние условия. Они начинают формировать минеральные защитные чехлы, пытаясь тем самым продлить свое существование. Наконец, следующая за этим гибель микробиоты ведет к накоплению органического материала - матрицы, которая легко поддается дальнейшей диагенетической химической фосфатизации. О том, что природой цианобактериям в рудообразовании уготована роль статиста, реагирующего только на экстремальные ситуации, свидетельствует «многопрофильность» цианобактериальных матов. Помимо кальцитовых, доломитовых, кремнистых и фосфоритовых пород, реликты структур защитных чехлов цианобактерий установлены в рудах марганца, магнетита, магнезита, золота и колчеданов современных курильщиков на дне океанов [1–3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антошкина А.И. Бактериальное породообразование - реальность современных методов исследования / А.И. Антошкина // Ученые записи Казанского университета. – 2011. – Т. 153. – Кн. 4. – С. 114-126.
2. Георгиевский А.Ф. Биогенные магнетиты Горного Крыма / А.Ф. Георгиевский, В.М. Бугина, В.В. Дьяконов, В.Е. Марков // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2002. – № 6. – С. 50-55.
3. Георгиевский А.Ф. Биогенный фактор в формировании магнезитов одного из проявлений Халиловского гипербазитового массива / А.Ф. Георгиевский, Е.А. Жегалло, В.М. Бугина // Сборник статей «Ленинградская школа литологии». – Спб., 2012. – Т. 2. – С. 210-212.
4. Герасименко Л.М. Процесс минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий / Л.М. Герасименко, И.В. Гончарова, Е.А. Жегалло и др. // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 2. – С. 208-214.
5. Занин Ю.Н. История становления учения о бактериальных и цианобактериальных формах в фосфоритах / Ю.Н. Занин, А.Г. Замирайлова // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 10. – С. 1440-1446.
6. Розанов А.Ю. К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии / А.Ю. Розанов, Е.А. Жегалло // Литология и полезные ископаемые. – 1989. – № 3. – С. 67-82.

БИОГЕННЫЙ ФАКТОР И ФОСФОГЕНЕЗ: ЛЕГЕНДЫ И РЕАЛИИ

А.Ф. Георгиевский, В.М. Бугина

Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия

Евро-Азиатский континент относится к региону, где сконцентрированы колоссальные запасы слойковых афанитовых, микрозернистых, зернистых, желваковых и ракушняковых промышленных генетических типов фосфоритов. За полтора века изучения представления о механизме их формирования неоднократно менялись. Однако, во всех случаях предполагалось участие биогенного фактора. При этом, последнему отводилась то косвенная, то главная (рудообразующая) роль в фосфогенезе. Сейчас, после известных экспериментов с осаждением фосфата циано-бактериальной биотой [2], биогенный фактор вновь находится на пике популярности [3]. Несмотря на его важность, правомерен вопрос о значимости биогенных процессов в промышленном фосфоритообразовании. Бесспорно биогенный механизм накопления фосфата проявлен у ракушнякового генетического типа фосфоритов, сложенных изначально фосфатными раковинами брахиопод лингулин. Однако, и здесь имеется один нюанс, на который в свое время обратил внимание А.И. Смирнов – крупный ученый и знаток литологии фосфоритов [5]. После сопоставления химических составов раковин древних и современных лингулин, им был сделан вывод о значительном, почти двух кратном, превосходстве качества первых относительно вторых. Этот факт позволил А.И. Смирнову сделать заключение, что ракушняковый генетический тип фосфоритов состоит не только из биогенного фосфата, но, в значительной степени, сложен абиогенной его разностью. Не вызывает сомнения, что дополнительный подток P_2O_5 поступал вместе с иловыми водами в диагенетическую стадию формирования фосфоритов. Учитывая строение раковин современных лингулин, фосфат очевидно замещал в древних брахиоподах хитиновый покров и органические слои створок раковин. Иная ситуация складывается, когда в микрозернистых, зернистых и желваковых фосфоритах органические остатки представлены изначально карбонатной или кремнистой биотой, которая только в диагенезе испытала фосфатизацию. И неважно, какого она была размера: крупной, типа аммонитов, или субмикроскопической, в виде наннопланктона и спикул губок, видимых лишь под электронным микроскопом. Суть остается одна: во всех случаях это только «матрица», благоприятная для фосфатизации. Но такой «матрицы» сколько угодно в любом регионе и в толщах разного возраста. Однако, фосфоритами она становится крайне редко. И здесь не годится тезис про фосфор в мягких тканях организмов, благодаря которому могли сформироваться такие руды. Утверждение перестает быть значимым, как только вспоминаем про рифовые комплексы с их гигантскими концентрациями живого вещества. Однако, фосфориты здесь отсутствуют или отмечаются в мизерных количествах (пермские шиханы Башкирии). То есть, при образовании микрозернистых, зернистых и желваковых генетических типов фосфоритов биогенный фактор - не более чем «вспомогательное» природное явление. Основная (рудообразующая) причина их возникновения хорошо известна. Она кроется в подводных перемыках осадков, благодаря которым происходило шлихование и накопление фосфатного материала. В свое время такие обстановки были ярко охарактеризованы А.И. Смирновым [4]. По его данным, при формировании верхнего (главного) пласта микрозернистых фосфоритов Каратауского бассейна, осадки подвергались донным перемыкам более тысячи раз. Наконец, обратим внимание на цианобактериальную биоту. Именно ее деятельность многие геологи сейчас рассматривают как главный фактор промышленного фосфогенеза. Как уже

отмечалось, возможность фиксации фосфата цианобактериями установлена экспериментально. Этот факт стал для исследователей отправной точкой для заключения о рудообразующей роли микробиоты при формировании фосфоритов. Однако, такое заключение становится спорным после анализа реальных геологических ситуаций. Речь идет об эдиакарских строматолитовых и онколитовых фосфоритах, в образовании которых бесспорно участвовала цианобактериальная биота. Характерной их особенностью является неравномерное распределение фосфата, как это наблюдается в столбчатых строматолитовых фосфоритах. Здесь в одном штуде соприкасаются целиком фосфатизированные и совсем не фосфатизированные столбики строматолитов. Подобная картина устанавливается и в шлифах онколитовых фосфоритов, где сочетаются онколитовые микрожелвачки разной степени фосфатности. Встает вопрос: как объяснить отмеченные факты? Возможны два варианта: либо среда вокруг соприкасающихся цианобактериальных построек была разная, либо их формировала разная микробиота. Проблематичность обоих вариантов очевидна. Отсюда напрашивается вывод о сильно преувеличенной роли циано-бактерий в фосфогенезе. В этом убеждают результаты разведочных работ на Хубсугульском и Харанурском месторождениях Окино-Хубсугульского бассейна. Здесь фосфориты фациально замещаются рифовыми строматолитовыми сооружениями, но только в них нет серьезной фосфатизации. Иначе говоря, отмеченные природные особенности фосфоритов находятся в жестком противоречии с результатами экспериментов, выполненных в Институте микробиологии РАН.

Таким образом, изложенный материал показывает, что биогенный фактор – важная, но не главная составляющая фосфогенеза. Чаще всего промышленный его вариант обязан сочетанию процессов диагенеза с перемывами осадков, а в ряде случаев, с раннедиагенетической их фосфатизации (афанитовые фосфориты) [1]. Наконец, отметим, что фосфогенез представляет собой исключительно многогранное природное явление. По этой причине ставить во главу его какой-то один, тем более биогенный фактор, – со всех точек зрения контрпродуктивно. Сказанное становится понятным при оценке плодотворности идеи цианобактериального фосфоритообразования с практической точки зрения. А она крайне низкая. До сегодняшнего дня ее сторонниками не предложено ни одного поискового критерия, теоретическим обоснованием которого стал бы цианобактериальный фосфогенез.

ЛИТЕРАТУРА

1. Георгиевский А.Ф. Основные элементы модели условий формирования крупных месторождений афанитовых фосфоритов Окино-Хубсугульского бассейна и перспективные методы их обогащения / А.Ф. Георгиевский // Вестник РУДН. – 2011. – № 1. – С. 57-62.
2. Герасименко Л.М. Процесс минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий / Л.М. Герасименко, И.В. Гончарова, Е.А. Жегалло и др. // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 2. – С. 208-214.
3. Розанов А.Ю. К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии / А.Ю. Розанов, Е.А. Жегалло // Литология и полезные ископаемые. – 1989. – № 3. – С. 67-82.
4. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов / А.И. Смирнов. – М.: Недра, 1972. – 194 с.
5. Смирнов А.И. К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритных руд Прибалтийского бассейна / А.И. Смирнов, Т.Я. Буробина, Э.К. Журавлева, Н.М. Карпова, М.Н. Платова // Геология месторождений фосфоритов. – М., 1974. – С. 52-68.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ УЧАСТКИ ПОДВОДНОГО КАНЬОНА МЗЫМТЫ (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

Е.А. Глазырин

АО «Южморгеология», Геленджик, Россия

Подводные каньоны служат основными путями переноса терригенного материала из бассейна денудации в котловины морей [2, 4]. В российском секторе Черного моря подводный каньон Мзымты служит наиболее крупным и активным. Он прорезает континентальный склон с выходом конуса выноса в абиссальную котловину Черного моря, а верховья максимально приближены к береговой зоне. Головная часть каньона Мзымты расположена напротив устья наиболее крупной реки Черноморского побережья России - Мзымта. С восточной стороны в каньон Мзымты впадают каньоны абхазского сектора Черного моря, рассматриваемые как его составная часть и также имеющие сопряженные с ними бассейны денудации рек. Таким образом, каньон Мзымты тесным образом связан с сухопутным бассейном денудации и поставкой твердого стока реками Черноморского побережья, включая абхазский сектор.

Длина русла подводного каньона Мзымты без конуса выноса составляет около 93 км, с перепадом высот 2 км. Конус выноса протягивается на расстояние около 54 км при ширине до 28 км. Сопряженный сухопутный бассейн денудации (бассейны рек) и бассейн подводного каньона образуют крупную денудационно-литодинамическую каньонную систему Мзымты, которая с учетом конуса выноса протягивается на 230 км с превышением 5,1 км [1].

В соответствии с [3] вдоль тальвега каньона Мзымты можно выделить несколько участков (рис.), различающихся геоморфологией и характером литодинамических процессов. Участки отличаются сонарным изображением и разрезом грунтовых колонок.

К голове каньона примыкает узкий участок шельфа шириной от 17 до 3200 м (в среднем 600 м), глубинами от 4 до 150 м (рисунок). Это участок дренажного разрыва между сухопутным бассейном денудации и каньоном, аккумуляции наносов с бассейна денудации суши.

На границе шельф-каньон расположен выпуклый - оползневой - участок (рис.). Его ширина в голове каньона около 100 м, с расширением в боковых и водораздельных пространствах до первых сотен метров. На этом участке аккумулируется выносимый реками терригенный материал. Разрез донных осадков обладает высокой газонасыщенностью. Характерной чертой участка служит широкое развитие оползней и гравитационного сползания осадков, трансформирующихся ниже по склону в мутьевые потоки.

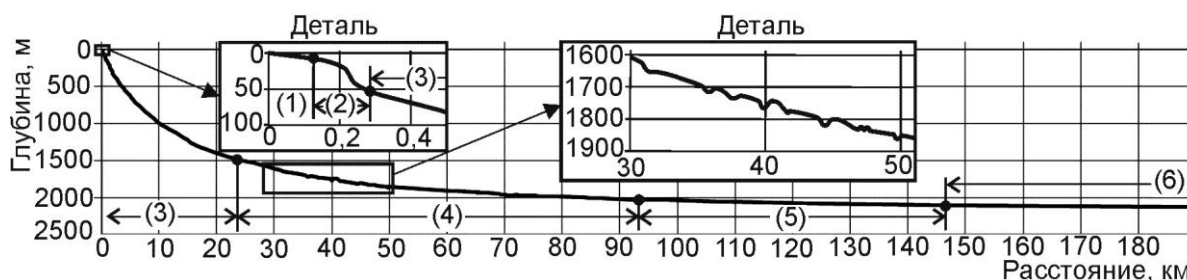


Рисунок. Литодинамические участки на продольном профиле подводного каньона Мзымты.

Цифры в скобках: 1 - шельф; 2 - выпуклый (оползневой) участок; 3 - врезанный участок каньона (вогнутый профиль); 4 - участок затруднения движения (выполаживание профиля); 5 - глубоководный конус выноса; 6 - шлейф разноса.

Верхняя часть каньона представлена врезанным участком. Он имеет выраженный вогнутый профиль и протягивается до глубины около 1450÷1500 м (рис.). Профиль каньона и его притоков трансформируется вниз по тальвегу от щелеобразного до V- и U-образного. У нижней границы участка поперечный профиль каньона приобретает корытообразную форму шириной до 5 км.

Врезанный участок - это область интенсивного развития абразионно-эрозионных и обвально-осыпных процессов, разветвления вершинной части и углубления днища, транзита терригенного материала и прохождения мутьевых потоков. Интенсивность этих процессов нарастает к вершинам каньона. Среднегодовая скорость продвижения абразионно-эрозионной границы каньона к берегу за 2008-2018 годы составила 2,2 м/год с вариациями от -9 до 16,8 м/год на отдельных участках. В составе транспортируемого материала присутствует как материал сухопутного бассейна денудации, так и материал разрушения коренного ложа каньона.

Участок затруднения движения отвечает интервалу выполаживания днища каньона (рис.). Протягивается на расстояние около 70 км до глубины примерно 2030 м. На участке в основное русло каньона впадают крупные боковые каньоны абхазского сектора и небольшие правого борта, сгружающие сюда дополнительный объем осадочного материала. Отличительной чертой участка служит широкая корытообразная долина и отложение донных осадков от валунной до алевропелитовой размерности за счет снижения скорости их транспортировки, высокая обводненность отложений, загазованность и широкое развитие оползневых процессов. Оползневые тела образуют поперечный волнисто-грядовый рельеф днища. Ширина крупных оползневых тел (гряд) составляет 0,5÷1,5 км, длина до 5 км.

Далее каньон переходит в глубоководный плоский конус выноса с разветвляющимся веером русел, который занимает обширное пространство на глубинах от 2025 м до примерно 2100 м и протягивается на 53 км при ширине до 28 км. Конус выноса постепенно переходит в обширный и протяженный шлейф перемыва и разноса донных осадков донными течениями по абиссальной равнине. Здесь преобладают процессы аккумуляции с периодическим развитием эрозионных русловых процессов и плоскостного размыва от прохождения придонных контурных течений и отголосков мутьевых потоков по каньону.

Использованы материалы, полученные АО «Южморгеология» (ранее ФГУГП ГНЦ «Южморгеология») по программам государственного геологического картирования масштаба 1:200 000 (объект 31/95-Г, контракт 44/01/13-56) и государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны (контракты 02/2018-04-ЮРЦ(02), 14/2017-04-ЮРЦ(02), 25/2016-04-1), а также сведения, полученные ФГУГП ГНЦ «Южморгеология» в 1996-1998 г. при съемке дна Черного моря многолучевым эхолотом Simrad EM-12 (объект 5/97-Г).

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазырин Е.А. Морфология и литодинамика каньона Мзымта, как фактор влияния на береговую зону Сочи / Е.А. Глазырин // Грозненский естественнонаучный бюллетень. – 2018. – Т. 3. – № 2(10). – С. 16-25.
2. Сафьянов Г.А. Подводные каньоны: их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана / Г.А. Сафьянов, В.Л. Меншиков, В.М. Пешков. – М.: ВНИРО, 2001. – 197 с.
3. Brothers D.S. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons / D.S. Brothers, U.S. Brink, B.D. Andrews and al. // Marine Geology. – 2013. – V. 337. – P. 53–66.
4. Shepard F.P. Submarine canyons and other sea valleys / F.P. Shepard, R.F. Dill. – Chicago, Illinois: Rand McNally, 1966. – 381 p.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ В ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕОЦЕНОВОМ КАРБОНАТНОМ РАЗРЕЗЕ ЮЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Е.А. Глазырин, Н.В. Глазырина

АО «Южморгеология», Геленджик, Россия

Верхнеюрско-нижнеоценовый карбонатный разрез южной зоны Западного Кавказа обнажается в Абхазской (Гагро-Джавской) тектонической зоне и погружается в северо-западном направлении в Черное море, где совпадает с основной площадью вала Шатского и частью Туапсинского прогиба. Отложения сформировались преимущественно в шельфовой обстановке. С ними связаны карбонатные платформы перспективные в отношении локализации углеводородов [1].

Верхнеюрско-нижнеоценовый комплекс залегает со структурным несогласием на ниже-среднеюрском терригенном и вулканогенно-терригенном. Изучен детальными литолого-стратиграфическими разрезами по площади с комплексным анализом проб (шлифы, растровая микроскопия, карбонатность, минералогический анализ) с построением палеофациальных карт для основных стратиграфических горизонтов, характеризующих реперные этапы формирования комплекса.

В карбонатном разрезе на основе седиментологического моделирования в соответствии с [2] выделены следующие основные типы известняков, образующие фациальный литогенетический ряд:

- песчанистые – характеризуют баровый генетический тип группы отложений открытого шельфа, преимущественно органогенно-детритовые и водорослевые;
- биогермные рифовой генетической группы отложений, преимущественно биоморфно-детритовые с шламово-детритовым и комковатым заполнением;
- межбиогермные - микрослоистые с «глазковой» текстурой приливно-отливной зоны и микрозернистые межрифовых лагун;
- обломочные шлейфовой фации рифов;
- детритово-органогенные – объединяют органогенно-обломочные межбиогермные отложения зоны рифов и банок мелководного шельфа;
- водорослево-детритовые, детритово-водорослевые, органогенно-комковато-водорослевые - характерны для банок мелководного шельфа и околорифовых мелководных шельфовых равнин, выделяются за счёт вариаций соотношения компонент;
- микрокомковато-водорослевые - характеризуют обстановку мелководных равнин открытого шельфа, особенно близ поднятий (банок), имея переходные различия с вышеописанным типом известняков;
- органогенно-детритовые с микробиально-водорослевыми комочками – характеризуют обстановку мелководных равнин открытого шельфа и подвижных придонных вод закрытого шельфа, но более удалённую от поднятий (банок); отличаются от предыдущих более мелким (псаммоалевритовым) детритом и присутствием комочков синезелёных водорослей;
- шламово-детритовые с водорослевыми комочками - маркируют гидродинамически менее активные зоны мелководных равнин открытого и закрытого шельфа, характерны доломитистость, копролиты и биотурбирование;
- шламово-детритовые, детритово-шламовые, шламово-органогенно-детритовые – наиболее часто встречаемая группа, маркирующая глубокий шельф и осевую зону, где основным компонентом служат шлам, детрит планктонных фораминифер и нанофоссилий;

- шламовые - характерны для наиболее дистальных частей глубокого шельфа и осевой зоны.

Выделено три фактора формирования коллекторов в верхнеюрско-нижнеэоценовом карбонатном разрезе: фациальный, диакатагенетический, элизионный, гидротермально-метасоматический, тектонический.

Фациальный фактор определяет формирование первичной межформенной пористости, где наилучшими коллекторскими свойствами обладают биогермные, обломочные (шлейфовые), детрито-органогенные и водорослево-детритовые известняки за счёт наличия большого количества первичных пор и каналов (до 1 мм и более, до 25 % и более). Минимальное поровое пространство (менее 0,1 мм и 0,01%) свойственно для шламовых, шламово-детритовых и детрито-шламовых известняков.

Диакатагенетический фактор обусловлен процессами доломитизации с формированием вторичного порового пространства. Он связывается с избирательной доломитизацией карбоната микробиально-водорослевой природы за счет его повышенной магнезиальности. Данный фактор имеет и фациальную обусловленность, так как первично магнезиальный карбонат характерен для детрито-водорослевых и микрокомковато-водорослевых известняков.

Элизионный фактор формирует вторичное поровое пространство за счет интенсивной эпигенетической доломитизации известняков, выщелачивания и гидроразрыва. Данные процессы наиболее активно развиты в основании карбонатного разреза, особенно с выраженным стратиграфическим скольжением на терригенном комплексе. Менее интенсивно затронуты основания трансгрессивных циклов и стратиграфические несогласия внутри карбонатного разреза.

Гидротермально-метасоматический фактор локален и редок. Связан со свинцово-цинковым прожилково-вкрапленным гидротермальным оруденением. При этом по известнякам формируются гидротермально-метасоматические доломиты повышенной пористости за счет их перекристаллизации, метасоматоза и выщелачивания.

Тектонический фактор контролирует развитие стилолитовых швов и трещиноватости, которые на отдельных участках могут значительно повышать коллекторские свойства карбонатного разреза.

Проведенные исследования позволили выделить в верхнеюрско-нижнеэоценовом карбонатном разрезе южной зоны Западного Кавказа наиболее перспективные стратиграфические уровни развития карбонатных коллекторов и наметить перспективные зоны их локализации в плане на основе палеофациальных построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасенков А.П. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона / А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.Н. Обухов. – М.: Научный мир, 2007. – 172 с.
2. Седиментологическое моделирование карбонатных комплексов / Сост. и общ. ред. Н.К. Фортунатовой. – М.: РЭФИА, 2000. – 239 с.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ПРОИЗВОДНЫЕ МЕТАНОВОЙ РАЗГРУЗКИ В РАЗРЕЗЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

Н.В. Глазырина

АО «Южморгеология», Геленджик, Россия

К настоящему времени широко известна связь с метановой разгрузкой на дне морей аномального биоценоза и карбонатных образований различной морфологии (воронкообразные тела, корки, плиты, холмообразные постройки, трубо- и жилообразные тела, цементация биотурбации, стяжения, гнездово-вкрапленная минерализация и др.).

Работами по Государственным программам геологической съемки шельфа и мониторинга состояния недр, а также инженерно-геологическими изысканиями в пределах Северного Каспия устанавливается широкое развитие метановой разгрузки и загазованности нелитифицированного разреза четвертичных отложений [1-4]. Максимумы загазованности с высоким внутрипластовым давлением, как правило, стратифицированы, где приурочены к песчано-алевритовым пачкам, разделенных глинистыми. На сейсмоакустических разрезах дешифрируется вертикальная миграция загазованности в виде перескоков газовых аномалий через глинистые покрышки в выше залегающие пачки, что свидетельствует о газо-флюидных прорывах в процессе литогенеза.

Картировочное бурение на одном из таких участков позволило установить широкое наличие газовых прорывов и неоднократность их проявления. Скважины глубиной до 95,4 м пробурены в районе о. Тюлений на глубинах моря 3,5-4,4 м. При бурении периодически происходили газовые выбросы с алевропелитовой пульпой. Наиболее интенсивные и продолжительные газовые выбросы зафиксированы на глубинах 35, 44 и 71 м от морского дна с высотой выброса грязи над буровой площадкой, соответственно, на 0,5, 2 и более 10 м. Состав газов преимущественно метановый [2].

Газовые прорывы в керне приурочены к глинистым пачкам. Источниками прорыва служат песчано-алевритовые пачки. Песчано-алевритовые пачки, примыкающие ниже к газовым прорывам, отличаются своей сухостью (газонасыщены). Свежие прорывы представлены субвертикальными и кососекущими плоскостями и грязевыми брекчиями мощностью до 0,5 м (в среднем 15-20 см), где комки вмещающих тугопластичных глин размером в несколько сантиметров находятся в газированной суглинистой пульпе. В кусках глины нередко присутствует деформированная слоистость, которая имеет различную ориентировку в разных кусках. В интервале, в отличие от выше и ниже примыкающих частей керна, отсутствует слоистость, он обводнен и газонасыщен.

Особенностью цемента в брекчиях служит повышенное содержание мелкой фауны (остракоды, *Theodoxus pallasi*, *Hipanis*, *Didacna*(?)), сконцентрированной вероятно в результате сепарации.

Старые газовые прорывы имеют консистенцию, аналогичную вмещающим осадкам. Представлены секущими интервалами брекчирования мощностью до 0,5 м, нарушения и фрагментирования слоистости, сближенными секущими плоскостями со смещениями вдоль них, осадочными дайками более песчанистого материала. Нередко вдоль секущих плоскостей и в цементе брекчий развита импрегнация дисульфидов и (или) гидроокислов железа.

В результате газовых прорывов в верхнем разрезе донных отложений формируется выводящая сеть каналов с секущими нарушениями слоистости,

формированием грязевых брекчий, осадочных даек и струйчатой импрегнации сульфидов железа или вторичных гидроокислов при окислении. По длине керна интервалы газовых прорывов в сумме занимают 5-7 %, где вмещающие их глинистые интервалы занимают в среднем 50 % разреза.

В шлифах интервалы брекчирования определяются как нелигифицированная песчано-глинистая брекчия флюидно-газовой разгрузки с примерно равным соотношением псаммитовой (песок, алевроит) и пелитовой составляющих. Текстура микрокомковатая, брекчиевидная и микрогнездовая, некоторых микрокомков – зональная, участками микросептариевая. Структура неоднородная – псаммоалевропелитовая, псаммитовая, псефитовая, детритовая.

Микрокомковатая и брекчиевидная текстура образована комочками существенно глинистого состава размером в шлифе до 2 мм, погруженными в известковистый пелитовоалевро-песчаный матрикс с раковинным детритом. Границы комочков от неясных до четких. Комочки имеют различный гранулометрический состав, структуру и окружены песчаным материалом с различным содержанием карбонатно-алевро-глинистого матрикса. Различный состав и структура комков обусловлена различным соотношением пелитовой и алевроитовой фракции – от алевро-пелитового до пелитово-алевритового состава. Преобладает алевропелитовая структура.

Часть комков обладает зональной текстурой, где их центральная часть обогащена железистым карбонатом и за счет этого пигментирована гидроокислами железа. Эти комочки в центральной части имеют септариевое строение – разбиты сеткой извилистых трещинок усыхания толщиной до 0,01 мм, выполненных микрозернистым карбонатом.

Вмещающий матрикс неоднородный – от алевро-пелитового до песчаного. Песчаный материал распределен хаотично - в виде рассредоточенных зерен, микрогнездовых сгущений с базальным цементом карбонатно-глинистого состава и «рубашки» вокруг комочков существенно пелитового материала.

В составе цементирующего матрикса, реже глинистых комочков присутствует детрит раковин моллюсков и раковинки остракод. Мелкие обломки раковин, преимущественно остракод, нередко образуют «рубашку» вокруг комочков.

В составе брекчии отмечаются единичные обломки размером до 1 мм микрозернистого глинистого известняка с единичными включениями терригенных зерен.

Использованы материалы, полученные в рамках государственных контрактов 42/01/60-9; 49/01/16-5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безродных Ю.П. Газовые сипы на акватории Северного Каспия / Ю.П. Безродных, С.В. Делия, В.Ю. Лаврушин и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2013. – № 5. – С. 415-425.
2. Глазырин Е.А. О проявлении флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Северного Каспия / Е.А. Глазырин, А.А. Шейков // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минералогия: материалы 11 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 62-65.
3. Глазырина Н.В. Литолого-петрографические признаки проявления метановых сипов на дне Каспийского моря / Н.В. Глазырина, Е.А. Глазырин // Геология морей и океанов: материалы XX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2013. – Т. III. – С. 298-300.
4. Серебрякова О.А. Газоносность донных отложений Каспийского моря / О.А. Серебрякова // Геология, география и глобальная энергия. – 2010. – № 4(39). – С. 14-21.

МАГНИТНЫЕ МИКРОСФЕРУЛЫ В ПЕРМСКИХ ЭВАПОРИТАХ

М.С. Глухов, Р.Х. Сунгатуллин, Р.И. Кадыров

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

В осадочных породах, часто встречаются магнитные микрочастицы, в том числе микросферулы. Изучение их пользуется большим вниманием у исследователей со второй половины 19 века [3]. Исследование магнитных микрочастиц может дать дополнительную информацию о процессах минералообразования на Земле и в космосе, а, благодаря их хорошей сохранности, они могут выступить дополнительным маркером при корреляции разновозрастных и разнофациальных отложений [1].

Целью настоящего исследования является сопоставление по находкам магнитных микросферул пластов гипса Камско-Устьинского [2] и Байматского месторождений (расположены на расстоянии 15 км), приуроченных к пермским (верхнеказанский подъярус) эвапоритовым отложениям на правобережье р. Волга на территории Республики Татарстан. Отметим, что Байматское месторождение является крупнейшим по запасам гипса в России. В задачи исследования входило обнаружение микросферул в эвапоритах, изучение их морфологии и химического состава с применением методов магнитной сепарации, рентгеновской микротомографии и электронной микроскопии.

В ходе исследований изучены 4 образца гипса (рисунок) Байматского месторождения из верхнего и нижнего продуктивных пластов. Все образцы подверглись рентгеновскому микротомографическому исследованию для обнаружения рентгеноплотных включений, которые представлены обычно железоксидными микрочастицами. Затем порода истиралась в агатовой ступке и проводилась сепарация неодимовым магнитом. Из магнитной фракции отбирались микросферулы, которые изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа, оснащенного энергодисперсионным спектрометром в лабораториях КФУ (операторы Е. О. Стаценко и Б. М. Галиуллин). Ранее в гипсе нижнего пласта Камско-Устьинского месторождения [2] авторами и отмечено, что обнаруженные микросферулы имеют сильный металлический блеск и различную текстурную поверхность.

В результате исследований в двух образцах гипса нижнего пласта Байматского месторождения обнаружено более 20 микросферул диаметром 5-50 мкм (рисунок). В образцах верхнего пласта обнаружено всего 4 микросферы размером 5-10 мкм. Все микросферулы имеют идеальную сферичность, металлический блеск, дендритовидную и полигональную поверхность. Химический состав микросферул представлен оксидами железа. В некоторых микросферулах обнаружен никель. С учетом отсутствия титана такой состав указывает на их внеземное происхождение и выпадение в виде космической пыли в позднеказанское время.

Исходя из результатов исследований, можно отметить следующее.

1. Микросферулы Байматского и Камско-Устьинского месторождений имеют одинаковый химический состав и текстурные особенности.
2. Микротомографические исследования показали присутствие в межзерновом пространстве эвапоритов железоксидных микросферул микронных размеров, что является прямым подтверждением их природного происхождения.
3. Наличие Ni и отсутствие Ti в составе микросферул Байматского месторождения указывают на их выпадение в виде космической пыли.

4. Находки микросферул в осадочных породах показывают возможность их использования в качестве маркирующих горизонтов при стратиграфической корреляции, которые связывают космические и земные события геологического прошлого.

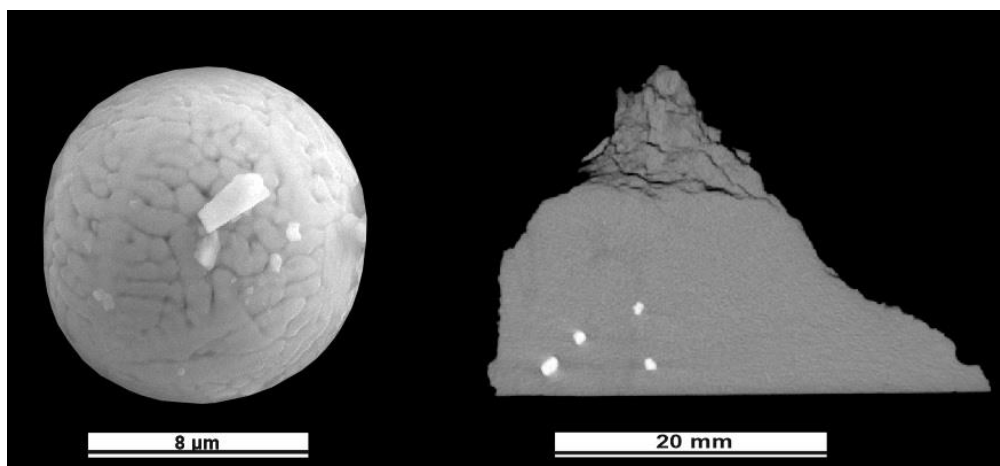


Рисунок. Микросферула (слева) и гипс с рентгеноплотными включениями Байматского месторождения

ЛИТЕРАТУРА

1. Сунгатуллин Р.Х. Микросферы космического происхождения в каменноугольных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб / Р.Х. Сунгатуллин, Г.М. Сунгатуллина, М.И. Закиров, В.А. Цельмович, М.С. Глухов, А.И. Бахтин, Ю.Н. Осин, В.В. Воробьев // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 1. – С. 74-85.
2. Kadyrov R. Enigma of Ferruginous Inclusions in Evaporites / R. Kadyrov, M. Glukhov, E. Statsenko, B. Galiullin // Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG), Tunisia (2018). Petrogenesis and Exploration of the Earth's Interior. Advances In Science, Technology & Innovation, 2019. – P. 97-99.
3. Murray I. On the distribution of volcanic debris over the floor of ocean / I. Murray // Proc. Roy. Soc. Edinburg. – 1876. – V. 9. – P. 247–261.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Т.В. Глухов, С.Е. Агалаков, А.И. Кудаманов, В.А. Маринов

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

Первые палеогеографические построения для позднего мела Западной Сибири были выполнены коллективом Аэрогеологического треста [3] и представляли первый опыт картографического изображения физико-географических условий и распределения основных типов осадков. Ограниченность фактического материала определила условность разделения палеоландшафтных зон. В дальнейшем палеогеографические схемы уточнялись сотрудниками ряда геологических организаций – ЗапСибНИГНИ, СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН, ВНИИМС. Результаты обобщения второго этапа накопления данных изложены в работе А.Э. Конторовича с соавторами [5]. В 2005-2018 гг. появился большой объем новой информации (литологические, геофизические и палеонтологические данные) преимущественно по закрытым территориям Западной Сибири. Существенно изменились взгляды на стратиграфическое положение свит, пластов и пачек верхнего мела Западной Сибири. В соответствии с результатами ревизии схем стратиграфической корреляции, потребовалось уточнить и палеогеографические построения. Систематизация новых данных была проведена под руководством С.Е. Агалакова [1, 2].

В туронское время море занимало большую часть Западной Сибири. В морских обстановках накапливались глины (Тюменско-Ямальский район), в краевых частях бассейна, в условиях прибрежного мелководья – песчано-глинистые алевриты. Морские отложения содержат богатые комплексы аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер. Прибрежные пески и алевриты с глауконитом накапливались в Кулундино-Чулымском районе и Северном Зауралье. Находки фауны в них редки, это раковины солоноватоводных двустворок и остракод. Пестроцветные озерно-аллювиальные песчано-глинистые отложения с антибесским комплексом флоры распространены в юго-восточной части Кулундино-Чулымского и юге Омско-Тазовского районов, в Среднем и Южном Зауралье. Наибольшую толщину турон имеет в юго-восточных частях Западной Сибири, на юге Омско-Тазовского и Колпашевского районов) (до 230 м).

В коньякском и сантонском веках изменился режим седиментации. На территории морского бассейна (Ямало-Тюменский, Омско-Гыданский, начали формироваться кремнистые отложения с бедными комплексами макро- и микрофауны. Находки стеногалинной фауны (белемниты, аммониты, двустворки и планктонные фораминиферы) известны только на периферии Западносибирского бассейна, вблизи проливов в сопредельные бассейны – Тургайского, Приуральского, Новоземельского, Хатангского [4]. В восточных районах осадочного бассейна обособилась зона формирования хемогенно-осадочных прибрежно-морских отложений с глауконитом и шамозит-гидрогетитовыми оолитами (Колпашево-Енисейский, частично Пясинский и Кулундино-Чулымский районы). Область неморской седиментации сократилась. Пестроцветные озерно-аллювиальные отложения накапливались на территории большей части Кулундино-Чулымского района, Среднем Зауралье и южной периферии Омско-Гыданского района. Наибольшие мощности коньяк-сантонского ярусов отмечаются на северо-востоке, в Русско-Реченском районе (до 200 м).

В кампанском веке площадь морского бассейна увеличилась. Продолжалось накопление кремнистых пород (опок и опоковидных глин). Находки стеногалинных организмов (аммониты) в центральных частях бассейна отсутствуют. Известны

находки аммонитов только вблизи проливов, соединявших Западносибирское море с сопредельными бассейнами. Это Тургайский на юге, Приуральский на западе, Хатангский и Новоземельский проливы на северо-востоке, Мариинский на юго-востоке. Прибрежно-морские обстановки, в которых накапливались богатые железистыми минералами породы, существовали на западной, южной и восточной периферии бассейна. Озерно-аллювиальные породы с растительным детритом, богатой флорой (сымский флористический комплекс) накапливались на территории Кулундино-Чулымского района и самом юге Омско-Гыданского района. Дефицит поступления терригенного материала на большей части бассейна определил крайне низкие темпы (2-4 м/млн. лет в центральных частях) осадконакопления [1]. Наибольшую мощность кампанский ярус, аналогично коньякскому и сантонскому, имеет на северо-востоке – в Гыданском и Русскореченском районах (до 210 м).

В маастрихтском веке формировались уникальные для мела Западной Сибири карбонатные осадки – мергели и известковистые глины. Площадь моря была максимальной за все меловое время. Бассейн населяли богатые и разнообразные биоценозы фауны, обитавшей в обстановках стабильной морской солёности (аммониты, белемниты, двустворчатые моллюски). Зона прибрежно-морской седиментации занимала широкую полосу меридионального направления в Колпашево-Енисейском районе и южную периферию Западной Сибири. В ней накапливались алевроиты, пески и песчаники с включениями железистых минералов и бокситов. Неморские (озерно-аллювиальные) отложения распространены на юго-востоке (Кулундино-Чулымский район) и на северо-востоке (Пясинский район). Максимальные толщины маастрихта, как и кампана, установлены на северо-востоке Западной Сибири (до 280 м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агалаков С.Е. Кремнистая формация верхнего мела Западной Сибири / С.Е. Агалаков, А.И. Кудаманов, М.В. Лебедев, В.А. Маринов // Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге: труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания. – Томск, 2017. – С. 9-13.
2. Агалаков С.Е. Макет региональных стратиграфических схем верхнего мела западной Сибири Нового поколения / С.Е. Агалаков, В.А. Маринов, А.И. Кудаманов // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы IX Всероссийского совещания. – Белгород: Политерра, 2018. – С. 21-24.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Триасовый, юрский и меловой период / под ред. А.Б. Бронова, В.Н. Верещагина, А.П. Виноградова. – М.: Аэрогеологический трест, 1968. – Т. 3. – 80 с.
4. Барабошкин Е.Ю. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене / Е.Ю. Барабошкин, Д.П. Найдин, В.Н. Беньямовский, А.Б. Герман, М.А. Ахметьев. – М: Издательство Геологического факультета МГУ, 2007. – 182 с.
5. Конторович А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А.Э. Конторович, С.В. Ершов, В.А. Казаненков и др. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5-6. – С. 745-776.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ И ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ПРИЛЕДНИКОВЫХ ОЗЁРАХ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Н.И. Глушанкова

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Типичным элементом ландшафтов областей горных оледенений являются приледниковые озера, массовое возникновение и развитие которых характерно для эпох деградации ледниковых покровов. В отличие от собственно ледниковых отложений озерно-ледниковые осадки характеризуются тонким гранулометрическим составом, хорошей сортированностью, слоистостью, часто ленточного типа, представляя собой объект, благоприятный для палеогеографических и геохронологических исследований. Ленточным глинам материкового оледенения Фенноскандии, в том числе северо-запада России посвящены многочисленные исследования, в том числе ставшие классическими (К.К. Марков, Е.В. Рухин, А.В. Раукас, И.И. Краснов, Д.Д. Квасов и др.).

Объектом наших исследований послужили озёрно-ледниковые отложения Горного Алтая, широко представленные на участках древних и современных ледников, обычно в понижениях моренного рельефа, либо перед грядами конечных морен. В пределах высокогорной Чуйской котловины, на западной её периферии, в долине р. Чаган-Узун, берущей начало у подножья Софийского ледника, представлены разновозрастные генерации озёрных отложений. Непрерывный разрез ледниковых и доледниковых осадков, общая мощность которых превышает 215 м, вскрывается по левому борту долины на протяжении 5 км вверх от устья Чагана.

Линза озерно-ледниковых осадков, перекрытых и подстилаемых мореной, представлена переслаиванием алеврита, глины и песка тонкозернистого, горизонтально слоистых, общей мощностью ~ 45 м. Литологическое изучение ленточных отложений показало, что годовые ленты состоят из двух, трех и четырех слойков. Двучленные ленты представлены в нижней части разреза прослоями глины мощностью 1-2 см, выше – алеврита мощностью 25-26 см. Они наиболее многочисленные и достаточно равномерно распределены по разрезу. Трехчленные и четырехчленные ленты преобладают в нижней части разреза. Для их строения характерна несколько большая мощность лент, в среднем равная 30-35 см, и присутствие, помимо глин и алевритов, слойков песчано-глинистого и алевритоглинистого состава, отражающих характер осадконакопления переходных сезонов года. Всего на 22-метровую исследованную часть разреза озерно-ледниковых осадков приходится 72 годовые ленты.

Изучение ленточных отложений в шлифах под микроскопом показало, что алевритовые слойки состоят из зерен кварца (80-90%), слюдистых (7-15%) и рудных минералов (3-5%) с редкими зернами плагиоклазов и других минералов. Среди алевритовых слойков выделяются осадки с алевритовой и алеврито-пелитовой структурой. Для алевритовой структуры характерна хорошая сортировка по размерности. Отложения с алеврито-пелитовой структурой обычно имеют ленточную текстуру с ясной горизонтальной микрослоистостью, обусловленной переслаиванием частиц пелитовой и алевритовой размерности.

Детальный спорово-пыльцевой анализ ленточных отложений разреза Чаган показал близкое соотношение пыльцы древесных и травянистых растений. Состав пыльцы древесных пород неодинаков. В нижней части озерных отложений отмечено большее разнообразие: здесь наряду со значительным количеством пыльцы кедра (от 25 до 70 %) встречается также пыльца сосны (до 50 %), древовидной и

кустарниковой березы (до 40 %), ели (до 6 %), лиственницы (до 4 %). Для верхней части отложений характерно большее однообразие состава древесной пыльцы, абсолютное господство пыльцы кедра с примесью кустарниковой березки. Среди пыльцы травянистых растений наибольшее количество зерен полыней и маревых. Встречается также пыльца злаков и разнотравья. Приведенные палинологические данные свидетельствуют о достаточном разнообразии растительного покрова на окружающих приледниковое озеро территориях. Чуйская котловина покрывалась степной растительностью ксерофитного характера, с участием тундровых элементов. Окружающие котловину горные хребты, свободные от ледников, были заняты разреженными лесами из сибирского кедра, лиственницы, древовидной и кустарниковой березы. В качестве примеси, возможно, встречались сосна и ель. Во вторую половину накопления озерных осадков в связи с увеличением континентальности климата происходило выпадение из растительных ассоциаций некоторых древесных пород. На склонах гор произрастали разреженные кедровые и лиственничные леса. Значительные пространства были заняты кустарниковой березой. Бытующее представление об обезлесивании перигляциальной зоны во время материковых оледенений, как правило, справедливо для равнинных территорий, но не всегда приемлемо к условиям горного рельефа. Так, кедр сибирский в пределах Западно-Сибирской низменности не выдерживал неблагоприятных условий ледникового времени, а в горах юго-восточного Алтая, в местах, не покрытых ледником, переживал некоторые ледниковые эпохи. И в настоящее время кедр составляет верхнюю границу леса в горах, подходя иногда к современным ледникам Алтая. Полученные нами данные о сохранности некоторых древесных пород в горных условиях в среднем плейстоцене подтверждаются материалами А.В. Куминовой.

Детальный анализ материалов междисциплинарного комплексного изучения отложений приледниковых водоемов Горного Алтая позволил установить ряд специфических черт седиментогенеза, обусловленных как гидродинамической активностью, термическими и гидрохимическими условиями среды, так и разнообразием палеогеоморфологических условий и природных обстановок. Исключительно высокие скорости седиментации, значительно превышающие таковые в морских бассейнах континентальных окраин, составляли одну из характернейших особенностей приледниковых водоемов, существовавших в периоды деградации плейстоценовых ледниковых покровов.

Можно констатировать, что приледниковое озеро существовало в небольшом, но контрастном (глубина ~ 40 м) понижении моренного рельефа, образовавшегося при одной из начальных стадий развития максимального оледенения Горного Алтая. Отсутствие заметного количества грубообломочного материала среди ленточных осадков в периферических частях озера, возможно, свидетельствуют о наличии системы отстойных водоёмов непосредственно перед ледником, в котором происходило накопление более грубого материала. Поступление грубого песчано-валунного материала в озеро было редким, эпизодическим, по-видимому, в виде прорыва струй непосредственно ледниковых вод.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА И ОСОБЕННОСТИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ АБАЗИНСКОЙ СВИТЫ (РАЗРЕЗ Р. ХЕУ)

О.В. Голованова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Абазинская свита нижнего эоцена Центрального Предкавказья, выделяется литолого-фациальным составом и обогащенностью кремнистым веществом. Она залегает между отложениями нальчикской и черкесской свит. В верхней части нальчикской свиты определяется сапропелитовый горизонт (СГ) с отрицательным изотопным экскурсом (и $\delta^{18}\text{O}$, и $\delta^{13}\text{C}$), сформировавшийся в ходе глобального биосферного события PETM (Палеоцен-Эоцен Термальный Максимум) [1].

В изучаемом разрезе р. Хеу (опробование производилось Ю.О. Гавриловым и Е.А. Щербининой) абазинская свита представлена пластами переслаивающихся голубовато-зеленовато-серых кремнистых глин: более и менее крепких, массивных и распадающихся по напластованию вплоть до тонкопластинчатых фрагментов. Мощность прослоев составляет от 0,05 - 0,1 м до 0,2 - 0,5 м. Общая мощность - около 20 м. Для пластов и свиты, в целом характерно линзовидно-пластовое залегание — признак относительно мелководных шельфовых толщ.

По данным исследования прозрачных шлифов, порода пелитовая, составленная волокнистыми и чешуйчатыми частицами, с содержанием 10-30% микрогранобластового халцедона, умеренно биотурбированная, частично сохраняющая тонкую слоистость (за счет последовательно-пульсирующего наслоения), содержащая от 5-7% до 10-15% радиолярий, фораминифер и других, целых раковин и биокластов, выполненных опалом, мелкокристаллическим (тонковолокнистого погасания) халцедоном и глобулярным пиритом, имеющая незначительное содержание материала алевроитовой размерности, а также тонкий зоо- и фитодектрит, глауконит, хлорит (все — по 1-2%).

Дифрактометрическим методом (D8 Advance “Bruker”, лаборатория физических методов исследования порообразующих минералов, ГИН РАН) установлено, что глинистое вещество представлено, смешанослойным иллит-смектитом, а также хлоритом. Порода содержит кварц, опал-кристобалит (опал-СТ), цеолит (группы клиноптилолит-гейландит), кальцит.

Электронная микроскопия (СЭМ с микрозондом) показала значительное содержание в породе различных форм смектита (чешуйки и сферические агрегаты), цеолита (хорошо сформированные кристаллы клиноптилолита и гейландита), бактериальных пленок и микросферул C-Si-Ca состава. Карбонат кальция представляют частично фосфатизированные рыбные кости, немногочисленные кокколлиты и остатки стенок раковин микробионтов.

Методом Рентген-флуоресцентной спектроскопии (S4 Pioneer, лаборатория химико-аналитических исследований, ГИН РАН) установлены следующие соотношения основных компонентов породы SiO_2 – 60-75%, Al_2O_3 – 10-15%, CaCO_3 2-5%. Зафиксировано повышенное содержание V, в ряде случаев S и пониженное содержание Mn, что может свидетельствовать о некотором обеднении бассейна седиментации кислородом.

Обнаружение цеолитов группы клиноптилолит-гейландит рассматривается как показатель нормально-морских отложений и pH среды диагенеза. Кислая среда, сопровождающая преобразования органического вещества (интервал PETM), для этого не благоприятна. Однако, для того, чтобы радиолярии, являющиеся одним из источником аморфного кремнезема, не растворились еще в водной толще, практически исключается длительное их пребывание в слабощелочной среде

морской воды, что может быть еще одним свидетельством относительно небольшой глубины осадконакопления.

Определение изотопного состава С и О (масс-спектрометр Delta V Advantage с Gas-Bench (Thermoelectron), лаборатория геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН) показало низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-4,5$ — $-5,5$ ‰PDB) абазинской свиты, сопоставимые с PETM, что интерпретируется как показатель очень теплого климата. При этом значения $\delta^{13}\text{C}$ – фоновые (около 1,0‰PDB).

Установление SiO_2 -форм позволяет определить источники кремневого вещества: 1 - организмы с силикатным скелетом (радиолярии, диатомовые?); 2 - растворенная в морской воде SiO_2 , поступившая в поровую воду осадка; 3 - микробиальная жизнедеятельность; 4 - пирокластический материал? Интерпретация вклада этих форм на количественном уровне показывает необходимость дополнительных исследований микробиологической составляющей на стадии седименто- и диагенеза и, возможно, требует поиска дополнительных источников.

Крайне низкий уровень содержания карбонатного наннопланктона в абазинской свите указывает на неблагоприятные условия, полнота которых развернулась в течение критического PETM. Выход сообществ из стрессовых условий PETM был относительно не долгим. Наши данные позволяют предполагать, что во время формирования абазинской свиты существовали не столь кризисные, но периодически повторяющиеся стрессовые условия. Вследствие существенных колебаний уровня моря, в условиях различного рельефа могли складываться различные обстановки, в частности, обеднения отдельных областей кислородом, в результате чего морские организмы занимали различные экологические ниши, (радиолярии, возможно, занимали более мелководные зоны), изменяли морфологию и даже вымирали.

При колебаниях уровня моря создавались условия как для повышенного поступления питания морской биоты, вызывающее вспышки продуктивности (фабрикой нутриентов, возможно, являлись выровненные прибрежные низменности с озерно-болотными ландшафтами, коры выветривания и т.д.), так и для биотических кризисов (условия дефицита кислорода при подъеме уровня моря и прекращении вентиляции из-за изменения гидродинамики).

Работа выполнена в рамках госзадания, тема 0135-2019-0070.

ЛИТЕРАТУРА

1. Shcherbinina E.A. Environmental dynamics during the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in the northeastern Peri-Tethys revealed by high-resolution micropalaeontological and geochemical studies of a Caucasian key section / E.A. Shcherbinina, Y.O. Gavrillov, A. Iakovleva, B.G. Pokrovsky, O.V. Golovanova, G.N. Aleksandrova // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2016. – V. 456. – P. 60-81.

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В КУНГУРСКОМ СОЛЕРОДНОМ БАССЕЙНЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

О.П. Гончаренко, Г.А. Московский, М.В. Соломон

Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

Минералого-петрографические исследования отложений солеродных бассейнов, выполненных нами в районах развития нижнепермских галогенных отложений Карасальской моноклинали (пигарёвская, антиповская, погожская ритмопачки). Обширный материал получен на Сафроновском участке Приволжской моноклинали. Наиболее полный разрез галогеной толщи кунгура вскрыт в северной его части и также соответствует трем ритмопачкам иренского горизонта: пигаревской, антиповской и погожской [3]. В южной части Сафроновского участка (Гремячинское месторождение калийных солей) скважинами вскрыты отложения только погожской ритмопачки. Продуктивная часть погожской ритмопачки имеет выдержанный сильвинитовый состав с небольшой вкрапленностью карналлита и бишофита.

В галогенных породах встречается широкий спектр аутигенных минералов: кварц, бораты, флюорит, селлаит, апатит, магнетит, сирлезит, сульфаты, карбонаты, ангидрит, гипс, бассанит, цеолиты и др. Их ассоциации указывают, как правило, на своеобразие геохимических обстановок в бассейнах разного возраста или в отдельных полуизолированных акваториях единого солеродного бассейна, а также связаны с вторичными изменениями, проявляющихся либо за счёт нерастворимого остатка (главным образом захваченного пелитого материала, часто составляющего 20-30%), либо за счёт миграционных компонентов (газов, растворов и др.). Иногда скопления аутигенных минералов образуют даже целые прослои полигалита, тенардита (Карасальская моноклинали, Западный Азгир [1]).

Несомненный интерес представляют собой аутигенные борные минералы, являющиеся чуткими индикаторами условий образования многих (не только галогенных) пород. Несмотря на то, что многие вопросы геохимии бора и особенности его накопления в процессе галогенеза рассматривались во многих теоретических и экспериментальных работах ряда исследователей, проблема его источника - до сих пор является дискуссионной. Кроме того, не всегда находят объяснения парагенезис солей с различными сульфатами (барит, целестин и др.) только с позиций теории испарения и метаморфизации исходных морских растворов.

В галогенных породах с высоким содержанием нерастворимого остатка аутигенные минералы представлены: ангидритом, гипсом, целестином, бассанитом, карбонатами магний-кальциевого, иногда железистого составов, боратами (витчитом, сирлезитом, еремеевитом,), баритом, цеолитами и в меньшей степени кварцем (менее 2% или единичные зерна). Наибольший интерес с генетической точки зрения, а именно образования в условиях солеродного бассейна, представляют собой аутигенный кварц и впервые нами установленные бассанит, а также не свойственные соленосным отложения бораты: витчит, еремеевит и сирлезит.

Присутствие в нерастворимом остатке солей аутигенного кварц отмечается в разрезах галогенных отложений на Эльтонской, Баскунчакской, Индерской, Жилинской и Григорьевской солянокупольных структурах [4]. В изученных нами разрезах для аутигенного кварца установлены три морфологических типа: 1 тип кварца встречается в виде характерных халцедоновых стяжений, концентрически зональных и радиально-лучистых кварцевых агрегатов с облачным угасанием; 2 тип характеризуется длиннопризматическими кристаллами с пирамидальными ограничениями гексагонального облика; 3 тип представлен призматическими хорошо

ограниченными кристаллами кварца с хорошо-развитыми гранями ромбоэдров. Показано, что образование халцедоновых стяжений связано с появлением в рапе хлоркальциевых растворов различной природы, что характерно для растворов западных и юго-западных частей Прикаспийского бассейна.

Высокотемпературная модификация гипса – бассанит встречается редко. Полугидрат кальция обнаружен в нижних частях разреза в виде кристаллов таблитчатого или тонкопризматического облика и волокнистых агрегатов. Его содержание в Н.О. изменяется от 1 до 20%. В некоторых образцах установлено замещение зерен ангидрита бассанитом. Установлено, что полугидрат кальция существует как промежуточная фаза между гипсом и ангидритом при температуре выше 50⁰С. Стабильность ряда $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$ - CaSO_4 обуславливается, вероятно, не только температурным режимом [2], но и хлоркальциевым составом минералообразующей рапы.

Отличительной особенностью витчита является его нахождение как в месторождениях галогенного, так и вулканогенно-осадочного происхождения. В галогенных месторождениях он распространен ограниченно и чаще ассоциирует с ангидритом и доломитом. В изученных нами разрезах, витчит отмечается выше базальных горизонтов. Кристаллы витчита часто прозрачны, имеют форму призматических кристаллов. В отдельных кристаллах видны микроскопические зоны роста, вдоль которых располагаются однофазовые включения (признак седиментационного образования). Между зонами роста встречены одиночные газово-жидкие и твердо-жидкие вакуоли (твердая фаза в них представлена галитом).

Ермеевит является одним из редких борных минералов и все известные находки его связаны с пегматитами. Ермеевит нами установлен в разрезах Сафроновского участка и Южно-Плодовитенского участка. Он встречается в виде кристаллов столбчатого облика с гранями гексогональной призмы. В базальном сечении отмечаются различно ориентированные секторы кристаллов.

Сирлезит наиболее характерен для бассейнов содового типа, а также известен в туфогенно-глинистых отложениях в ассоциации с вулканическим туфом и образующимися при его разложении монтмориллонитом и цеолитами, а кроме того в ассоциации с тенардитом, галитом и содой. Нами сирлезиту установлен в галогенном разрезе Карасальской моноклинали, где отмечаются прослои тенардита. Сирлезит образует мелкие сферолиты радиально-волокнистого строения, иногда в виде кристаллов таблитчатого облика.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в тупиковой части Прикаспийского бассейна аутигенное минералообразование не всегда определялось первично-седиментационными условиями среды солеродного бассейна (за исключением ангидрита, гипса, частично целестина и барита). Состав установленных минералов и их типоморфные особенности свидетельствуют о том, что в бассейн поступали богатые кремнеземом и щелочными компонентами продукты вулканизма, нефтяные и глубинные растворы, которые могли быть дополнительным источником кремния, бария, стронция, бора, алюминия и магния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лобанова В.В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир / В.В. Лобанова // Труды ВНИИИ Галургии. – 1960. – Вып. 40. – С. 116-127.
2. Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах / О.И. Петриченко // Киев: Наукова Думка, 1988. – 128 с.
3. Свидзинский С.А. Нижнепермская галогенная формация западной части Северного Прикаспия / С.А. Свидзинский, Г.А. Московский, А.И. Петрик. – Саратов: ООО «СП-Принт», 2011. – 280 с.
4. Седлецкий В.И. Некоторые особенности образования аутигенного кварца в солеродных бассейнах / В.И. Седлецкий, В.Н. Труфанов, Е.М. Мельникова // Геология и геофизика. – 1971. – № 5. – С. 72-77.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВБЛИЗИ ТОЧКИ GSSP (ГРАНИЦА АРТ–КУНГУР, РАЗРЕЗ МЕЧЕТЛИНО)

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина

ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия

Разрез Мечетлино является кандидатом границы GSSP, в настоящее время благодаря механической расчистке хорошо обнажен (рисунок) и изучен палеонтологически [1, 2]. Изучение литологии этого разреза позволило нам реконструировать фациальные условия образования осадков. В отложениях установлены флишевые ритмы, располагающиеся как внизу, так и вверху разреза, олистостромовый горизонт и прослой обломочных органогенных криноидно-фузулинидово-аммонитовых известняков, в слое 5 (нумерация слоев приводится по [1, 2]), наблюдается слоистость штормового типа (*hummocky*).

Олистостромовый комплекс выявлен в слоях 4–5, он представляет собой прослой обвально-оползневого происхождения, образование которого, возможно, связано с повышенной сейсмичностью территории. Он представляет собой слой мегабрекчии – дисгармонично деформированных осадочных пород с обломками пород смешанного происхождения – микститов, и залегающих на них глинистых отложений (аргиллитов), которые смяты в подводно-оползневую складку. Брекчия также включает в себя также округло-овальные блоки карбонатных пород – олистолиты.

Выше границы саранинского и саргинского горизонтов, в песчано-алевритовых отложениях можно видеть градационную слоистость с переходом от гравелитов внизу к алевролитам вверху, а также роллы или структуры флюидизации в кровле ритма. Следует отметить, что флиш не образуется в мелководных условиях. Для его образования необходим глубоководный трог с крутыми склонами, по которым периодически скатывались турбидные и обломочные потоки с накопленным осадочным материалом. Олистостромовый прослой показывает строение канала, заполненного «мусорным» недифференцированным материалом, который в литературе иногда именуется «диким флишем». Выше песчаников слоя 15 вверх по склону наблюдаются высыпки тонкослоистых пелитоморфных известняков, которые могут являться кровельными частями флишевых ритмов. По данным В.В. Черныха [1], в них обнаружены конодонты, что свидетельствует о том, что это были достаточно глубоководные отложения. Из сказанного выше следует, что предположение об обмелении бассейна на выделенной границе артинского и кунгурского ярусов ранней перми недостаточно обосновано. Переход к соленосным отложениям загипсованной мелководной лагуны, характерным для кунгурского яруса Предуральяского прогиба в данном разрезе отсутствует.

Осадконакопление саранинско-саргинского уровня происходило в глубоководных условиях. Здесь присутствуют разнообразные виды фауны, в том аммоноидеи и конодонты. Именно этим обстоятельством обусловлен выбор типового разреза границы. Комплекс отложений формировался в глубоководной зоне шельфа, в которую поступал обломочный материал как со склона шельфа, так и с удаленного орогена в сейсмически нестабильных условиях. Присутствие горизонтов, обогащённых растительным детритом (слои 11 и 13) не противоречит такой трактовке, он сносился в глубоководный бассейн и затапливался, увлекаемый турбидными потоками.

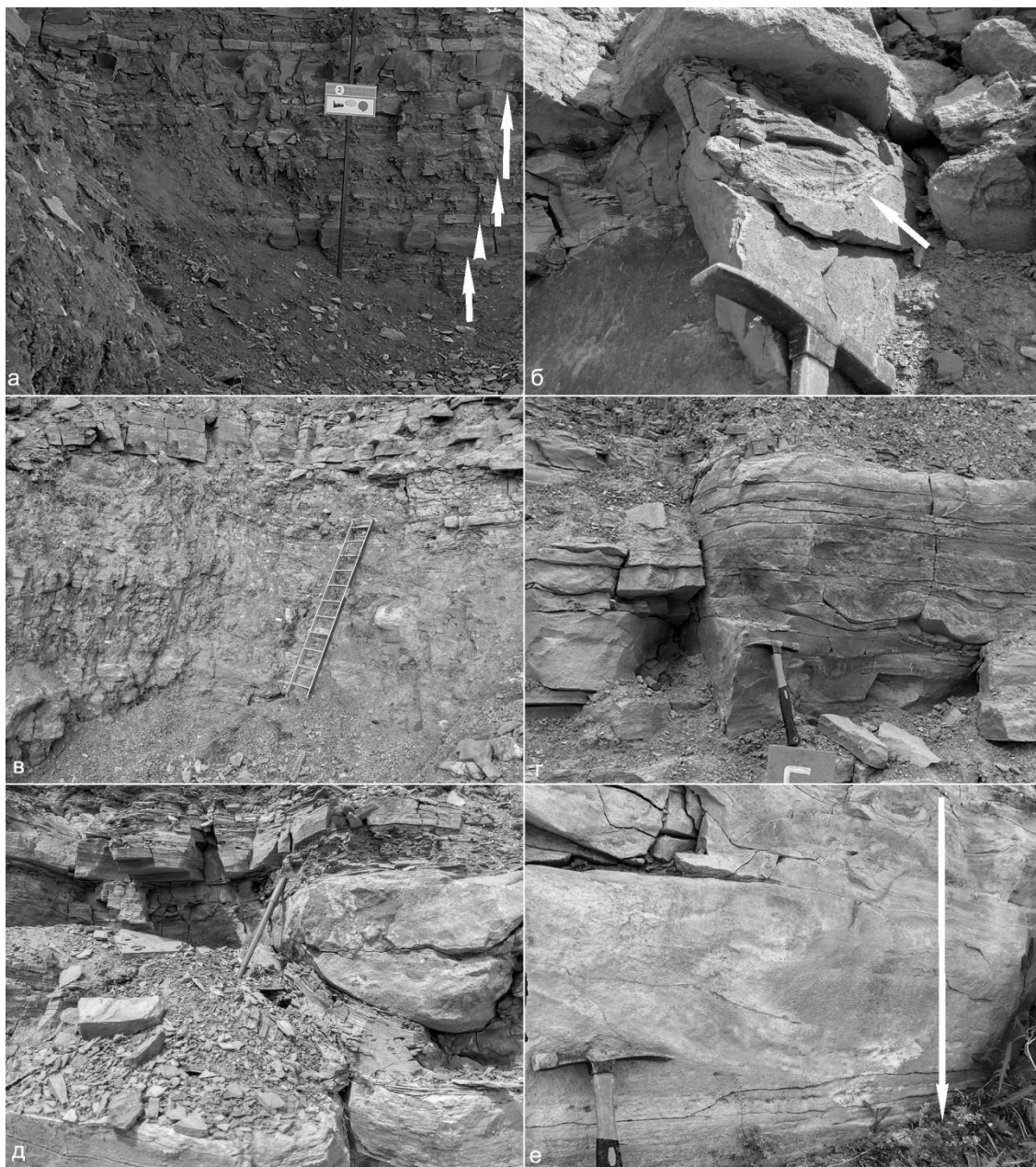


Рисунок. Литологические особенности отложений в разрезе Мечетлино.

а - флишевые ритмы песчано-глинистых пород в слое 1, отмечены стрелками кровли ритмов, б – подводно-оползневые рулеты в кровле флишевого ритма, в – олигостромовый горизонт крупными подводно-оползневыми складками и олигостроми, выполняет эрозионный канал; лестница высотой 3 м для масштаба, г – прослой песчаников со слоистостью типа хамоку среди горизонтально-слоистых песчаников слоя 5, д – подводно-оползневая складка в слое 10, выполнена песчаником, е - песчаный флишевый ритм в слое 15 с градационной слоистостью и подводно-оползневыми складками в кровле

ЛИТЕРАТУРА

1. Черных В.В. Нижнепермские конодонты Урала / В.В. Черных. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – 130 с.
2. Черных В.В. Геологический разрез Мечетлино (Южный Урал). Палеонтологическая характеристика / В.В. Черных, Г.В. Котляр, Р.В. Кутыгин, Т.В. Филимонова, Г.М. Сунгатуллина, Г.А. Мизенс, Р.Х. Сунгатуллин, Т.Н. Исакова, М.С. Бойко, А.О. Иванов, Э.В. Мычко // Геологический вестник. – 2018. – № 1. – С. 119-137.

РАЗРЕЗ ДАЛЬНИЙ ТЮЛЬКАС, КАНДИДАТ ТОЧКИ GSSP ГРАНИЦЫ САКМАР–АРТ: ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина

ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия

Разрез Дальний Тюлькас (рисунок) является потенциальным кандидатом границы GSSP [1], которая благодаря многочисленной фауне и туфовым прослоям хорошо обоснована палеонтологически и геохронологически.

Разрез сложен терригенными алевроаргиллитовыми отложениями с редкими карбонатными прослоями, представленными известняками двух типов.

Известняки первого типа светло-серые пятнистые. Пятнистость связана с обломочной структурой, порода имеет зернистый облик, в мелких обломках различимы многочисленные органические остатки, представленные раковинами фузулинид. Этот известняк сформировался из зернового обломочного потока твердых карбонатных частиц, снесенных с карбонатного шельфа.

Известняки второго типа темно-серые, с однородной тонкозернистой (афанитовой) структурой, без следов какой-либо фауны. Они образуют в разрезе прослои и удлинённые конкреции – местами они имеют вид слоя, ограниченного снизу и сверху плоскими поверхностями, однако по простиранию они могут тупо выклиниваться, а затем проследиваться в виде отдельных тел эллиптической формы, характерной для конкреций диагенетического происхождения. Именно по этой причине изотопный состав углерода в них имеет необычные для седиментационных карбонатов высокие отрицательные значения [1]. Эти карбонаты образовались в среде диагенеза – глинисто-карбонатном иле, где вероятность метаболизма метана, получающегося при утилизации органики, была весьма высокой. По сути, эти отрицательные значения углерода отражают высокое содержание органического вещества в иле и метаногенерацию и окисление метана до углекислоты с последующей ее фиксацией в карбонатные прослои и конкреции.

В отложениях присутствуют подводно-оползневые складки. Одна из них находится в 2-3 м стратиграфически выше границы сакмар–арт. Пелитоморфный серый карбонат, кроме обычных конкреций и линзовидных прослоев слагает и необычные образования в виде пакета слоев, часто сложенных вдвое, которые и являются подводно-оползневыми складками. Вероятно, образование этих карбонатных прослоев проходило в два этапа. Вначале, в условиях склона глубокого шельфа, в глинисто-карбонатном полужидком иле происходило перераспределение карбонатного материала, формируя диагенетические конкреции или прослои при литификации. Затем, в результате сейсмических событий накопившийся полутвердый ил соскальзывал вниз по склону впадины, образуя подводно-оползневые складки.

В разрезе на границе сакмар-арт наблюдается прослой обломочного органогенного карбоната, который, по наблюдениям в канавах, имеет быстро изменяющуюся от 1,0 м до 0,3 м мощность, что можно объяснить наличием подводно-оползневой структуры, которую сложно увидеть в условиях плохой обнаженности и ограниченности горной выработки. В иргинском горизонте позднего арта, флишевые отложения представлены алевроаргиллитами с прослоями обломочных карбонатных пород, которые являются базальными горизонтами ритмов. В аргиллитовых прослоях обнаружены многочисленные прожилки гипса селенитового типа, образующие ромбическую сетку.

Сеть гипсовых прожилков отражает более поздний этап изменения (растрескивания) литифицированных пород, генезис их связан с трещиноватостью аргиллитов и перераспределением сульфатов из вышележащих гипсов кунгурского яруса.

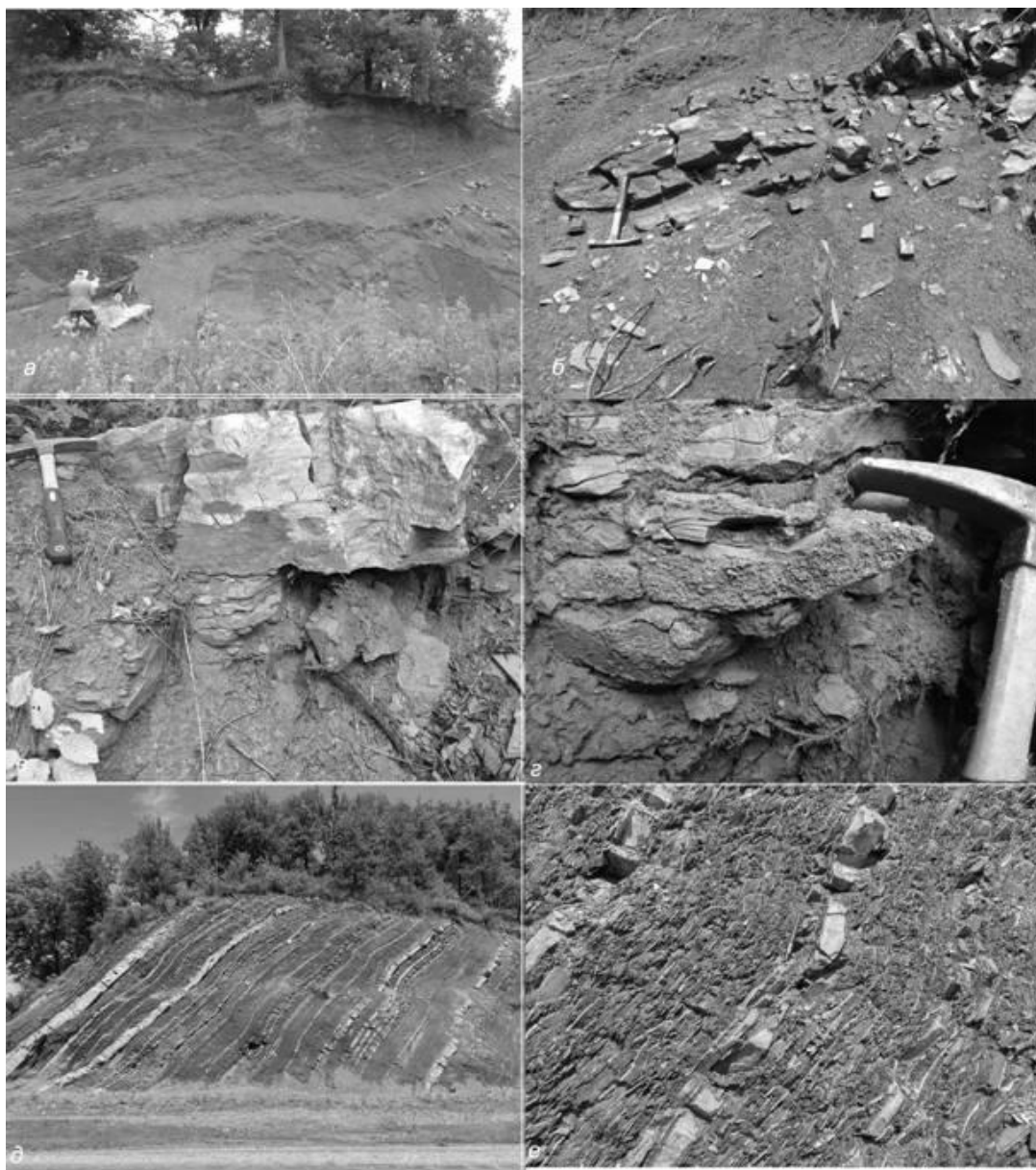


Рисунок. Литологические особенности артинских отложений в разрезе Дальний Тюлькас.

а - общий вид разреза (саргинский горизонт), справа сверху реликты подводно-оползневой складки, б - подводно-оползневая складка известнякового прослоя в алевроаргиллитах, в – слой органогенно-обломочного известняка с литокластовой брекчией в точке GSSP, г – то же, деталь, д – общий вид иргинской алевроаргиллитовой части разреза с прослоями обломочных известняков, желтый прослой – туфовый горизонт, е – густая сеть тонких прожилков гипса-селенита, секущих алевроаргиллиты

ЛИТЕРАТУРА

1. Kulagina E.I. Carboniferous reference sections: potential candidates for the base of the Serpukhovian GSSP and organic buildups, South Urals. Post-Congress C3 Trip: 16–19 August, 2015 / E.I. Kulagina, S.V. Nikolaeva, E.N. Gorozhanina, N.A. Kucheva, T.I. Stepanova, A.S. Alekseev, B.C. Richards, V.N. Puchkov, N.N. Kochetova, V.M. Gorozhanin, V.A.Konovalova // A Field Guidebook of XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian, August 11– 15, 2015, Kazan, Russia. – St. Petersburg: Svoe izdatelstvo, 2015. – 90 p.

СТРОЕНИЕ РИФЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д.А. Горшков¹, М.С. Кучеря¹, В.С. Парасына²

¹ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

²Винтерсхалл Руссланд ГмбХ, Санкт-Петербург, Россия

В рамках договорных работ в 2016-2018 гг., с целью уточнения геологического строения средне-позднерифейских карбонатных отложений, специалистами ФГБУ «ВНИГНИ» и Винтерсхалл Руссланд ГмбХ проводилось комплексное изучение этих отложений. В результате полевых работ по рекам Каменка (2017 г.), Нижняя Теря и Иркинеева (2018г.) (Енисейский кряж), изучения кернового материала параметрических и поисково-оценочных скважин, пробуренных на лицензионных участках ПАО «Газпром» в пределах Байkitской антеклизы, Катангской седловины и Ангарской складчатой зоны, а также интерпретации данных сейсморазведки, предложена модель строения рифейской карбонатной платформы (КП).

Основой для расчленения разреза и стратиграфических построений служит унифицированная стратиграфическая схема, принятая Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1979 г. для всего верхнепротерозойского разреза по Средней Сибири. Следует отметить, что несмотря на значительный накопленный массив данных за несколько десятилетий, предлагаемые новые варианты сопоставления рифейских отложений не удовлетворили условиям МСК для утверждения их в качестве официальной схемы [1-3].

Результаты настоящих исследований отразились в варианте сопоставления рифейских отложений, связанном с обширной КП, развивавшейся на протяжении керпильско-лахандинского времени на Байkitской антеклизе и Енисейском кряже. Соответствующая последовательность свит в разрезе корректируется предкерпильским и предлахандинским несогласиями, отмечаемыми в изучаемых разрезах. На примере изучения КП в Каменской зоне Енисейского кряжа прослежены взаимоотношения рифогенных и терригенных фаций. Согласно данной модели, КП имеет ограниченное распространение в пределах унаследованной части (поднятий), а толщи трактов высокого стояния относительного уровня моря в дистальных частях бассейна залегают без признаков несогласия.

На основе литологических и палеонтологических исследований, проведенных на Енисейском кряже, была составлена принципиальная модель строения КП и шельфа, где выделено 5 фациальных зон (рисунок): 1) **внутренняя часть КП**, где развивались крайне мелководные эпиконтинентальные моря, характеризующиеся преобладанием своеобразных слоисто-ламинитовых текстур и микробиальных матов; 2) **внешняя часть КП**, с преобладанием резко выраженных в рельефе строматолитовых построек; 3) **склон КП**, образуемый в основном сносимыми обломками фитогенных разностей; 4) **проксимальный шельф**, характеризующийся преимущественно карбонатными илами; 5) **дистальный шельф**, где накапливались глубоководные глинистые, в основном некарбонатные отложения, зачастую с признаками застойных обстановок.

При изучении рифейских карбонатных отложений на Енисейском кряже установлено, что основные структуры на юго-западе СП являются унаследованными, а карбонатные платформы – преимущественно связанными. Кроме того, уточнена корреляция исследуемых разрезов, в результате которой на склонах Байkitской антеклизы на сейсмических профилях зафиксирован фациальный переход от внутренних частей КП к проксимальным и дистальным частям шельфа. Край КП (от древних отложений к более молодым) находится примерно на одной

линии, при этом отмечается уменьшение мощностей вверх по разрезу, что указывает на аградационную последовательность.

Волновая сейсмическая картина рифейских отложений депрессионного типа в Иркинеево-Чадобецком прогибе на юго-западе СП свидетельствует об их развитии на месте прогиба унаследовано с карбонатными платформами на бортах, что подтверждается результатами бурения параметрической скв. Собинская-131, где вскрыта почти километровая толща рифейских карбонатных отложений.

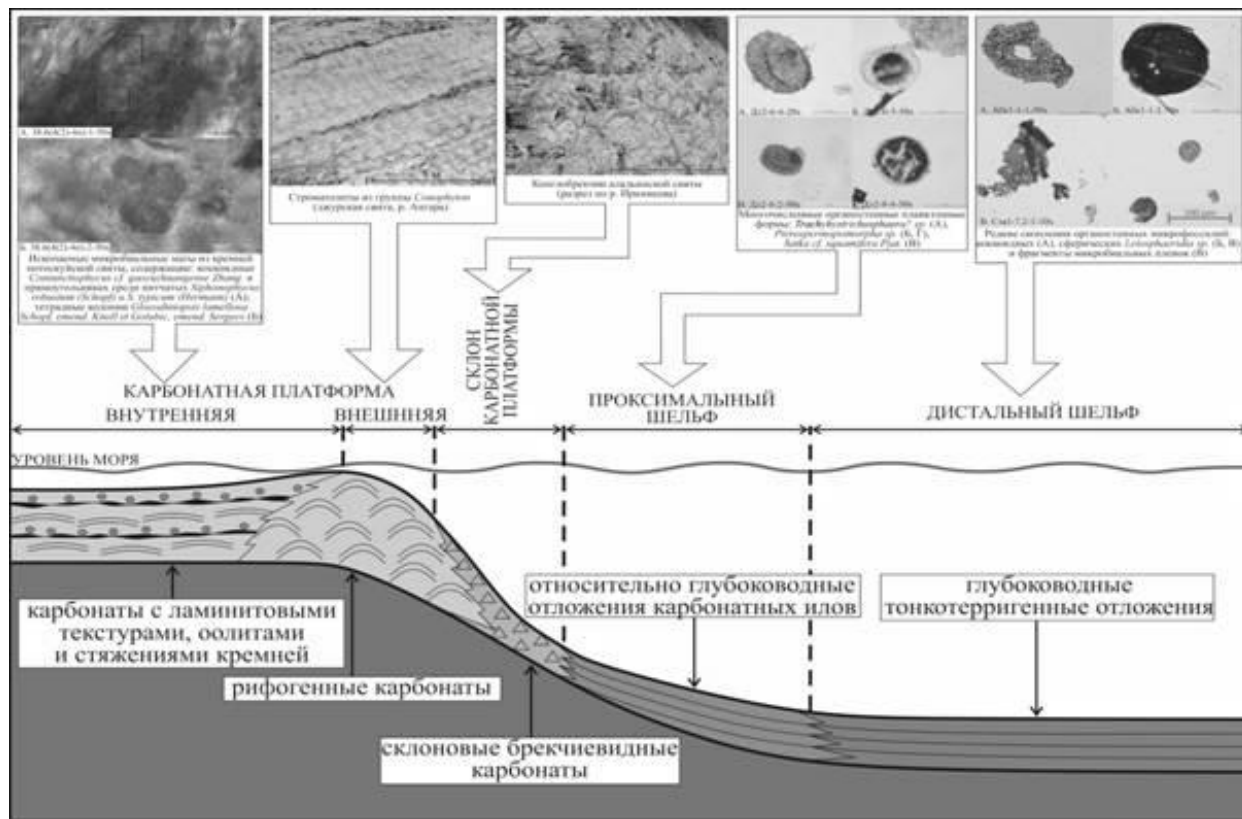


Рисунок. Модель строения рифейской карбонатной платформы

Таким образом, представленная модель строения рифейских отложений, выполненная на основе комплексных литологических и палеонтологических исследований, может быть использована для фациального районирования средне-верхнерифейского комплекса (сеймостратиграфический интервал между ОГ R4-R1) и, совместно с картами развития эрозионных поверхностей, применяться для прогноза зон размещения потенциальных коллекторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гутин О.В. Комплексное обоснование стратиграфической схемы рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы (Байкитская, Катангская НГО, Енисейский край, Чадобецкое поднятие) / О.В. Гутин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 180 с.
2. Хабаров Е.М. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона / Е.М. Хабаров, И.В. Вараксина // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1173-1198.
3. Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850-650 млн. лет) / В.В. Хоментовский // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 4. – С. 313-333.

ЛИТОТЕХНОГЕНЕЗ МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ПЕСЧАНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

О.М. Гуман, А.Б. Макаров

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Процессы литотехногенеза определяют формирование новых пород, возникающих в результате техногенеза, охватившего преимущественно поверхность земли и по современным представлениям принадлежащим к экзогенным геологическим процессам, протекающим в самой верхней части литосферы.

Литотехногенез, в отличие от природных процессов, протекает в процессах, инициированных производственной деятельностью человечества, и приводит к формированию новых, техногенных пород, как за счет изменения, дезинтеграции горных пород и руд, так и в результате технологических процессов с формированием хвостов, шламов, зол, а также техногенно-измененных грунтов. В ряде случаев литотехногенез приводит к формированию техногенно-минеральных месторождений [4].

Ранее [6] для литотехногенеза было выделено несколько стадий, на первой из которых формируются техногенные образования, на второй – собственно «пласт или слой» этих образований, завершающий этап – этап эпигенеза, изменения техногенных образований в поверхностных условиях. Литотехногенез и формирование техногенного массива рассматривается на примере мелкозернистых песчаных техногенных образований, формирующихся при переработке медеплавильных шлаков.

В условиях дефицита минерального сырья для предприятий медеплавильного производства в последние годы на Урале широко используется переработка отходов - отвальных шлаков, как источника полезных компонентов. При этом получают медный концентрат и отходы обогащения – пески. Пески были изучены достаточно детально [2, 3, 5]. Площади массивов, сложенных песками, составляют десятки и более гектар. Мощности меняются от 1 до 10 метров.

Изначально пески были изучены в образцах, после размещения их в карьере (2008 г.). В 2017 году пески изучались в массиве с определением состава, физических свойств, влажности, механических показателей свойств. По результатам исследований были сделаны следующие основные выводы. Рудные минералы представлены, в основном магнетитом, сульфидами железа, меди и другими металлофазами (ферритами). Нерудная часть состоит, в основном, из оливина темно-коричневого цвета, прозрачного фаялита и, вероятно, кристобалита, представленного тонко-кристаллической разностью, а также наблюдается кварц 1-2 %, гидроксиды железа до 2 %, редкие зерна карбоната, единичные пластинки слюды. Минеральный состав техногенных песков, образующихся при обогащении отвальных шлаков, в пределах изученных участков каких-либо вторичных преобразований за прошедшее с рекультивации время не претерпел, вторичные изменения минералов в изученных пробах не выявлены [1].

Пески отличаются повышенной плотностью ($2,2-2,5 \text{ г/см}^3$), очень высокой плотностью твердых частиц ($3,7-3,9 \text{ г/см}^3$). По результатам исследований, на всех участках, сложенных глинистыми грунтами, происходит накопление влаги в нижней части массива песков, на хорошо фильтрующих основаниях накопления влаги не происходит, поэтому влажность и степень водонасыщения в массиве уменьшаются.

Изучение химического состава песков строительных выполнено в лаборатории физико-химических методов исследования УНЦ ФГиГ УГГУ. Результаты анализа приведены в таблице.

Результаты анализа химического состава песков строительных

№ пробы	Химический состав, % мас.												
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cu	Zn
1	37,40	6,60	0,24	8,05	37,34	1,41	0,88	0,85	0,76	0,65	2,87	0,29	2,68
2	33,00	8,65	0,27	11,02	37,10	0,98	0,88	0,852	0,80	0,61	2,62	0,35	2,93
3	37,00	8,10	0,27	11,21	32,87	0,87	1,14	0,78	0,89	0,60	2,77	0,39	3,17
Среднее	35,8	7,78	0,26	10,09	35,77	1,09	0,97	0,83	0,82	0,62	2,75	0,34	2,93

Химический состав техногенных песков в пределах разрезов участков в целом также не изменился. Некоторые вариации содержаний оксидов объясняются различиями в составе перерабатываемых медеплавильных шлаков.

Главными опасными элементами-примесями в песках являются тяжелые металлы, которые вследствие особенностей технологического процесса медеплавильного производства и обогащения шлаков не могут быть извлечены из них. Химический анализ главных элементов-примесей в песках показал в повышенных концентрациях следующий комплекс химических элементов: медь, цинк, свинец, мышьяк и сурьма, несколько ниже содержания олова, хрома, молибдена и кадмия. Содержания тяжелых металлов в немагнитной и магнитной фракциях совершенно идентичны, что свидетельствует об их равномерном рассеянии по массе частиц песков [1]. Содержания тяжелых металлов (Cu, Zn, Pb, Cd, As) характерных для отходов медеплавильного производства в разрезе песков варьируют в достаточно узком диапазоне концентраций, при этом следует отметить, что в пределах нижней части разреза накопления элементов-примесей не происходит.

При наличии понижений в массиве и формировании потоков воды происходит интенсивный вынос частиц песка с их разуплотнением, что может спровоцировать движение всей толщи при наличии области выноса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонова И.А. Эколого-геологические особенности массивов техногенных песков / И.А. Антонова, О.М. Гуман, А.Б. Макаров, С.А. Александров // Инженерно-геологическое и эколого-геологическое изучение песков и песчаных массивов: труды международной конференции. – М.: ООО «СамПринт», 2018. – С. 213-218.
2. Гуман О.М. Использование отходов переработки отвальных шлаков для рекультивации нарушенных земель горнодобывающего комплекса / О.М. Гуман, И.А. Долинина, А.Б. Макаров, А.Г. Рудой // Известия вузов. Горный журнал. – 2010. – № 4. – С. 43-49.
3. Котельникова А.Л. Процесс мобилизации компонентов медеплавильного шлака в условиях криогенного выветривания (по экспериментальным данным) / А.Л. Котельникова // Минералогия техногенеза – 2009. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. – С. 170-178.
4. Макаров А.Б. Техногенно-минеральные месторождения Урала: дисс. на соиск. уч. ст. д-ра геол.-мин. наук / А.Б. Макаров. – Екатеринбург, 2006. – 327 с.
5. Рябинин В.Ф. Медеплавильные шлаки в процессах почвообразования / В.Ф. Рябинин, Т.Л. Гуляева // Техногенез и экология. – 1999. – С. 81-87.
6. Талалай А.Г. Основы литотехногенеза / А.Г. Талалай, А.Б. Макаров, Т.А. Глушкова // Техногенез и экология. – Екатеринбург, 1996. – С. 4-17.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (АЛГАНСКИЕ ГОРЫ, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

М.Ю. Гущина, А.В. Моисеев, М.И. Тучкова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Алганские горы расположены в северо-западной части Корякско-Камчатской складчатой области. Отложения Алганского террейна, относятся к Анадырско-Корякской складчатой системе, представлены смятыми в систему складок северо-восточного простирания комплексами вулкано-кремнисто-туфотерригенного состава, относящимися к алганской свите (J_3-K_1v) [5]. Кремнистые образования датированы по единичным находкам фауны, на большей части территории их возраст неясен, что не исключает возможного присутствия в их составе разновозрастных отложений. Отложения алганской свиты перекрыты перекатнинской (K_1al-K_2t) свитой, рассматриваемой как слабо деформированный чехол [5]. Возраст перекрывающих комплексов оценивался низами альба, однако недавно в регионе были обнаружены породы сходные с породами алганской свиты датированными по фауне K_2sr [3]. Породы разного возраста (юра-мел и кампан) неотличимы друг от друга, но по времени формирования относятся к разным тектоническим этапам. Образование юрско-меловых кремнистых отложений происходило в окраинно-морских условиях, в центральных и окраинных частях бассейна [1]. Для кампанского времени данного района считаются характерными фации мелкого моря [4]. В этой связи, возникла необходимость понять, в каких условиях были образованы кремнистые породы, датированные кампаном [3]. Так же для сравнения были изучены кремнистые отложения перекатнинской свиты (K_1al-K_2t).

В основу работы легли результаты полевых исследований ГИН РАН на территории Алганских гор, выполненные в 2016 году.

Кремнистые отложения обнажаются в составе кремнисто-базальтовой и кремнисто-базальт-терригенной ассоциациях, представлены красными, черными и зелеными яшмами и радиоларитами, сложенными мелко-, криптозернистым кварц-халцедоновым материалом, чаще всего с пятнистой текстурой, подчеркнутой распыленной в матриксе тонкодисперсной примесью железа.

В данной работе приводится интерпретация составов, рассеянных и петрогенных элементов кремнистых отложений кампанского возраста (11 проб) и перекатнинской свиты (2 пробы), содержания померены методом ICP-MS.

Суммарные содержания РЗЭ в кремнистых отложениях кампанского возраста составляют 13,0-196,6 г/т, отложения перекатнинской свиты более обогащены РЗЭ – 88,5-238,6 г/т. Для отложений кампанского возраста в основном характерна положительная Се аномалия, в черных разностях и в двух самых юго-восточных образцах, относительно других изученных образцов Се аномалия отрицательная. Для перекатнинской свиты, характерна положительная Се аномалия. Все породы характеризуются повышенными концентрациями крупноионных литофилов (за исключением Sr) относительно высокочargedных, обеднены Ta и Nb относительно Th и Се, обогащением легких РЗЭ относительно средних и тяжелых и отрицательной Eu-аномалией.

Палеогеодинамическая интерпретация выполнена при помощи палеогеодинамических диаграмм О.Л. Морозова [2] и R.W. Murray [6, 7], основанных на содержании TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , La, Ce, Y, V, и литохимических показателях (таблица). Получены следующие выводы. Кремнистые отложения кампана накапливались в приконтинентальной и пелагической областях, далеко от COX и зон

гидротермальной разгрузки, преимущественно в хорошо аэрируемом бассейне, за исключением черных кремней, формировавшихся в бескислородных условиях. Кремнистые отложения перекатнинской свиты накапливались в приконтинентальной обстановке, в хорошо аэрируемом бассейне, далеко от СОХ и зон гидротермальной разгрузки. Наличие пелагических фаций в кремнистых отложениях кампанского возраста вносит изменения в существующие представления об условиях формирования данных отложений.

Таблица

Литохимические показатели кремнистых отложений Алганского террейна

Возраст кремней	Zr/Y	Ce/La	(La/Ce) ⁿ	Zr/Hf	U/Hf	Ni/Co	Mo/Mn	Eu/Sm	Титановый модуль (Fe+Mn)/Ti	Алюминиевый модуль (Fe+Mn)/Ti
Кампан	2,3-9,2	1,4-3,8	0,6-1,1	37-50	0,11-8,45	2,2-36,6	0,0001-0,2141	0,005-0,309	8,0-145,5	0,12-0,70
Альб-турон	4,8-6,3	2,4-3,3	0,7-0,9	41-42	0,11-0,14	1,6-2,5	0,0003-0,0015	0,207-0,210	19,5-20,4	0,51-0,57

Работы выполнены при финансировании гранта РФФИ мол_а_вед №18-35-20037.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия): дисс. ... канд. геол.-мин. наук / А.В. Моисеев. – М., 2015. – 158 с.
2. Морозов О.Л. Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (центральная Чукотка) / О.Л. Морозов // Литология и полезные ископаемые. – 2000. – № 2. – С. 192-213.
3. Палечек Т.П. Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор / Т.П. Палечек, А.В. Моисеев, И.В. Гульпа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2016. – Т. 24. – № 4. – С. 55-81.
4. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса / Соколов С.Д. // Труды ГИН. – М.: Наука, 1992. – Вып. 479. – 187 с.
5. Соколов С.Д. Террейны Корякского нагорья / С.Д. Соколов, С.Г. Бялобжецкий // Геотектоника. – 1996. – № 6. – С. 68–80.
6. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications / R.W. Murray // Sediment. Geol. – 1994. – V. 90. – P. 213-232.
7. Murray R.W. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments / R.W. Murray, M.R. Buchholtz, ten Brink, D.C. Gerlach, G.P. Ruth III, D.L. Jones // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1991. – V. 55. – P. 1875-1895.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛОНОК ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ИНДИКАТОРЫ УРОВНЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ И УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

Л.Л. Демина¹, Е.А. Новичкова¹, Н.В. Политова¹, М.Д. Кравчишина¹, Р.А. Алиев²,
А.С. Соломатина¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

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

В датированных колонках ненарушенных донных осадков Баренцева моря, полученных мультикорером с дискретностью пробоотбора 1 см, выполнен анализ валовых содержаний породообразующих и микроэлементов, а также физико-химических форм их нахождения (включая потенциально опасные тяжелые металлы Pb, Cd, As, Cu). Количественное определение химических элементов, включая токсичные тяжелые металлы (ТМ), проведено методами атомно-абсорбционной спектрофотометрии (пламенной и электротермической), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), а также рентгенофлуоресцентной спектроскопии (РФА). Кроме этого, определено содержание органического и карбонатного углерода кулонометрическим методом. Проанализировано 142 пробы из высокоразрешающих колонок, взятых в открытой части моря на границе с Норвежским морем (ст. 5432), из бухт Земли Франца-Иосифа (ст.5454) и Новой Земли (ст. 5424). На трех станциях (ст. 5548, 5555 и 5579), расположенных на Кольском океанографическом разрезе (вдоль 34° в.д.) протяженностью около 700 км, начиная от мелководья на юге и до глубин около 450 м на севере (80° с.ш.), в слое 0-10 см шагом 1 см выполнен анализ форм нахождения металлов. Физико-химические формы нахождения металлов исследовали последовательной экстракцией, разделяя 1) адсорбционно-обменный комплекс и карбонаты [4]; 2) Fe-Mn гидроксиды и адсорбированные на них металлы [2]; 3) ТМ, связанные с органическим веществом [3]; 4) литогенная (остаточная). Первые три формы позволяют оценить вклад геохимически подвижных металлов, тогда как четвертая является геохимически инертной формой. Правильность анализа химических элементов контролировали с помощью отечественных и международных стандартных образцов донных осадков (СДО-1, -3, NIST 2703).

В терригенных донных осадках Баренцева моря содержания Zn, Cu, Pb и Cr в большинстве случаев не превышают фоновых значений, установленных в результате долговременного мониторинга этой акватории ММБИ РАН и ПИНРО [1]. Превышение фонового содержания Co и Ni может свидетельствовать о влиянии антропогенного фактора (добыча и переработка кобальто-никелевых руд на Кольском полуострове). Доля гидрогенных форм Cu, Pb, Co и Ni (сорбированные на глинистых минералах и Fe-Mn аморфных гидроксидах, а также связанные с ОВ) составляют в среднем от 26 до 38 % валового содержания каждого из этих металлов. В пределах слоя 0-10 см отмечается увеличение геохимически подвижных форм нахождения Ni, Cu, Pb с их дальнейшим однородным распределением в нижележащих слоях.

Применение индикаторных отношений ряда элементов (Si/Al, Ca/Al, P/Al, Mn/Fe, V/Mn и др.) позволило оценить некоторые геохимические параметры палеосреды осадконакопления. Незначительная вариабельность отношения Si/Al в поверхностных слоях (до 40 см) осадков из мелководных бухт Земли Франца-Иосифа и Новой Земли очевидно может свидетельствовать о слабой изменчивости в поступлении терригенного материала в этих районах в период формирования

осадков. Особенности окислительного и восстановительного диагенеза в разных участках моря прослеживаются по характеру изменения индикаторов Mn/Fe и V/Mn; так, постоянство или минимальные вариации этого индикатора в подповерхностных осадках (глубже 7 см) свидетельствуют об относительном постоянстве окислительно-восстановительных условий в осадках бухты Земли Франца Иосифа.

Обработка экспедиционного материала частично проведена в рамках Государственного задания, тема № 0149-2019-0007 (руководитель – академик А.П. Лисицын), интерпретация данных выполнена при поддержке РНФ, проект № 19-17-00234.

ЛИТЕРАТУРА

1. Новиков М.А. К вопросу о фоновых уровнях содержания тяжелых металлов в донных отложениях Баренцева моря / М.А. Новиков // Вестник Мурманского гос. техн. универ. – 2017. – Т. 20. – № 1-2. – С. 280-288.
2. Chester R. A chemical technique for separation of ferromanganese minerals and adsorbed trace metals from pelagic sediments / R. Chester, M.J. Hughes // Chemical Geology. – 1967. – V. 3. – P. 249-262.
3. Kitano Y. Selective chemical leaching of Cd, Cu, Mn and Fe in marine sediments / Y. Kitano, R. Fujiyoshi // Geochem. Journ. – 1980. – V. 14. – P. 122-128.
4. Luoma S.N. A statistical assessment of the forms of trace metals in oxidized estuarine sediments employing chemical extractants / S.N. Luoma, G.W. Bryan // Science of the Total Environment. – 1981. – V. 17. – P. 165-196.

НЕФТЕГАЗОВАЯ ЛИТОЛОГИЯ: НОВЫЕ ВЫЗОВЫ И НОВЫЕ РЕШЕНИЯ

А.Н. Дмитриевский

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

1. Решение проблем освоения ресурсов баженовской свиты невозможно без создания геологической модели строения баженовской свиты, установления характера распределения нефти в толще пород, особенностей преобразования минеральной высокоуглеродистой матрицы и условий формирования очагов и скоплений нефти/

Выполненные исследования позволяют сделать вывод о наличии нескольких вариантов размещения нефти в баженовской толще:

- достаточно равномерное распределение в низкопроницаемых глинисто-кремнистых породах изолированных единичных микроскоплений нефти;
- концентрация легкой нефти в очагах (называемых в американской сланцевой литературе «sweet spots»), при вскрытии которых получены высокие дебиты;
- участки и зоны баженовских пород, обогащенных керогеном;
- размещение нефти в карбонатных породах и толщах кремнисто-глинистых пород, обогащенных карбонатным материалом (нижние горизонты баженовской свиты).

Очевидно, что создаваемые технологии извлечения нефти должны учитывать особенности размещения ее в толще баженовской свиты. Необходимо обеспечить достаточно четкую локализацию адресного набора научно-технических и технологических решений, учитывающих масштабы и специфику размещения нефти. Подобный подход является основой успешного освоения нефтяных ресурсов баженовской свиты.

2. Для добычи сланцевой нефти и газа (в США) разработана технология многостадийного гидроразрыва. В связи с тем, что среди глинистых минералов достаточно часто встречаются разбухающие и смешанно-слойные разности при гидроразрыве используют различные добавки, которые загрязняют окружающую среду. Вот почему, европейские страны отказались от добычи сланцевой нефти и газа.

Создана технология плазменно-импульсного воздействия (ПИВ) на сланцевую толщу. При использовании этой технологии создается сеть многочисленных микротрещин. Технология ПИВ имеет экологические и экономические преимущества, по сравнению с многостадийным гидроразрывом.

Технология может использоваться для добычи нефти и газа из традиционных резервуаров. Эффективность технологии многократно возрастает при подборе интенсивности воздействия в соответствии с литологическим типом пород.

3. При исследованиях остатков из сепарационного оборудования и образцов керна Оренбургского газоконденсатного месторождения были выделены высокомолекулярные компоненты (ВМК), которые состоят из озокерито- и церезиноподобных образований, твердых парафинов и углеводородов нефтяного ряда.

Детальное изучение ВМК привело к открытию нового вида углеводородного сырья, названного нами “матричной нефтью”. Эта нефть связана с наиболее плотными разностями карбонатного природного резервуара.

Неоднородное строение карбонатного резервуара обусловлено фациальными

особенностями осадконакопления и связано с формированием пелитоморфного и кристаллического кальцита и (или) доломита. Наиболее плотные участки резервуара образуются в результате преимущественного накопления карбонатных илов с незначительной примесью глинистых минералов. Подобные особенности седиментогенеза предопределяют эволюцию карбонатного материала и погребенного вместе с ним ОВ.

Уже на первых, самых ранних, стадиях диагенеза образуется коллоидная система, обеспечивающая формирование карбонатно-органических полимеров (КОП). При этом пелитоморфный и кристаллический карбонатный материал (кальцит и доломит) и рассеянное ОВ в процессе постседиментационных преобразований формируют кристаллические полимеры, в то время как карбонатный ил и диспергированные остатки биогенного вещества образуют аморфные полимеры.

Основой кристаллических КОП являются надмолекулярные образования, представляющие собой структурное и химическое единство неорганической и органической составляющих, которые имеют глобулярную структуру (рисунок). Несмотря на структурное и химическое единство, органическая и минеральная составляющие КОП имеют свои особенности преобразования при изменении РТ-условий.

В результате полимеризации, конденсации и поликонденсации органической компоненты образуются углеводороды нефтяного ряда и формируется коллоидное гомогенное состояние КОП. Преобразование карбонатной составляющей приводит к увеличению степени кристаллизации КОП.

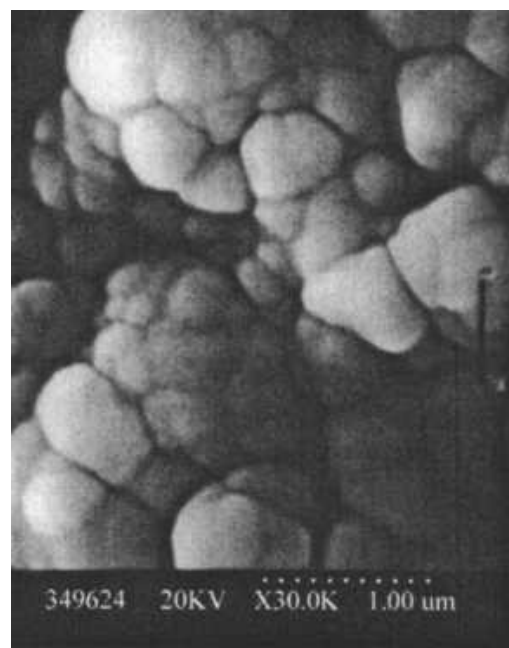
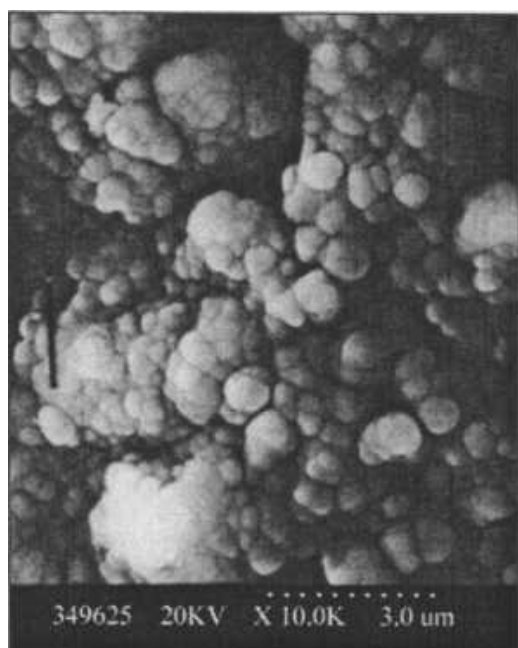


Рисунок. Глобулярная структура карбонатно-органических полимеров
Р₁art: пористость 16,9%, содержание высокомолекулярных компонентов – 3,8% (масс.), в том числе асфальтены – 80%, смолы – 15%, масла – 5%

Противоборство этих процессов определяет последовательную смену коллоидного и кристаллического состояний КОП. Дальнейшее преобразование органической составляющей приводит к повышению концентрации высокомолекулярных компонентов и формированию новых порций низко- и среднемолекулярных углеводородов, которые, покидая пределы кристаллических КОП, формируют

газоконденсатную залежь. Эти процессы продолжаются вплоть до полного исчерпания генерационного потенциала органической составляющей кристаллического КОП, что приводит к перестройке и последующему разрушению полимера с преобразованием КОП в традиционный карбонатный кристаллический природный резервуар.

По-иному складывается эволюция аморфных карбонатно-органических полимеров, которые уже в раннем диагенезе формируют зоны или очаги аморфных КОП. Аморфные карбонатно-органические системы характеризуются меньшей энергией межмолекулярных взаимодействий и менее плотной упаковкой макромолекул. Подобные параметры аморфных КОП исключают масштабные процессы кристаллизации.

Следует особо подчеркнуть, что матричная нефть является новой разновидностью углеводородного сырья, установленного в пределах карбонатных резервуаров газоконденсатных месторождений. По заключению экспертной комиссии ГКЗ Министерства природных ресурсов от 03.06.2005 г. ресурсы матричной нефти Оренбургского газоконденсатного месторождения составляют 2,56 млрд. т нефтяного эквивалента.

4. Теория фильтрации, получившая первое обоснование в работах А. Дарси, нашла эффективное развитие в различных научных дисциплинах. В частности, подземная гидромеханика, изучающая фильтрацию нефти и газа, в пористых и трещиновато-пористых горных породах является теоретической базой разработки нефтяных и газовых месторождений. В подземной гидромеханике одной из основных проблем является «невозможность построения однозначной модели нефтегазовой залежи из-за ограниченности и неточности сведений о строении и свойствах продуктивного пласта и пластовых флюидов». Поровое пространство нефтегазового пласта, ввиду сложности и нерегулярности его структуры, рассматривается в связи с этим как «система с большим числом однородных элементов, слабосвязанных между собой». В соответствии с законами статистической физики такие системы описываются как некоторые сплошные среды, свойства которых не выражаются через свойства составляющих элементов и являются усредненными характеристиками достаточно больших объемов среды.

Подобный подход оказался продуктивным и позволил разработать эффективную теорию фильтрации. Однако для познания и понимания природы пористой среды необходимо детальное изучение структуры пустотного пространства, в пределах которого реализуются процессы как фильтрации, так и процессы сопротивления минерального скелета фильтрации флюидов.

Коллектор, заполненный нефтью и газом, представляет собой целостную природную систему, состоящую из двух подсистем, Одна подсистема – подвижные углеводороды, вторая подсистема – минеральный скелет горной породы. Эти подсистемы отличаются друг от друга, имеют различный генезис и по-разному реагируют на изменение внешних условий. Каждая из подсистем требует самостоятельного изучения и применения своих технологий, обеспечивающих повышение степени извлечения углеводородов из недр. Детальное изучение феномена фильтрационного сопротивления, безусловно, окажет положительное влияние на повышение эффективности разработки нефтяных и газовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриевский А.Н. Полигенез нефти и газа / А.Н. Дмитриевский // Доклады РАН. – 2008. – Т. 419. – № 3. – С. 373-377.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ НОВОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ И РУДНЫХ ТЕЛ

О.В. Доржиева^{1,2}, Б.А. Сахаров², С.В. Закусин^{1,3}, О.В. Андреева¹, В.В. Крупская^{1,3}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Глинистые минералы широко распространены в различных геологических формациях, а особенности их строения являются чувствительными индикаторами условий их образования. В этой связи особую актуальность приобретают детальные минералогические исследования: идентификация различных глинистых минералов, их политипов и смешанослойных образований, изучение степени дефектности их структуры и многое другое. Надежная идентификация глинистых минералов в полиминеральных образцах горных пород возможна только при использовании комплекса различных методов физики и химии твердых тел.

Авторами был разработан, представленный на рисунке, комплексный методический подход к изучению глинистых минералов для определения последовательности их образования в результате гидротермальной переработки гранитоидов на глубинах 850-2550 м урановорудного м-я Антей (Забайкальский край). Необходимость разработки нового подхода возникла в связи с высокой дисперсностью исследуемых образцов, в которых даже их тонкие фракции < 2 и 0.5 мкм представлены смесью различных глинистых минералов и неглинистых примесей (кварц, полевые шпаты, карбонаты и пр.). Первая часть методического подхода, касающаяся комплексирования методов рентгеновской дифракции, сканирующей электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии, дифференциального термического и микрозондового анализа для подробной идентификации глинистых минералов, является стандартной практикой. Новизна подхода заключается в возможности получения рентгенодифракционных картин отдельных минеральных разновидностей в результате вычитания вклада «примесных» минералов, что дает возможность изучения методами моделирования рентгенодифракционных картин от практически мономинеральных образцов.

Таким образом, данный методический подход позволил выявить, что глинистые минералы из гранитоидов месторождения Антей формируют вниз по разрезу три минеральные ассоциации: 1) (до 1000 м) преобладает смешанослойный трансвакантный иллит-сметтит политипной модификации $1Md$ с содержанием смектитовых межслоев от 10 до 16%. Каолинит и бертьерин представлены в небольших количествах 2-5%; 2) (1500-2000 м) присутствуют две политипные модификации: $1Md$ (Mg,Fe-бедные иллиты) и $2M_1$ иллиты; отличается более высоким содержанием пострудных минералов: бертьерина, каолинита и смектита до 20%; 3) (2100-2200 м) отличается присутствием железистого хлорита и почти полным отсутствием каолинита.

Выявленные минеральные ассоциации и их изменение по разрезу отражают следующую последовательность формирования глинистых минералов по гранитам м-я Антей: вслед за дорудным повсеместным формированием иллита и мусковита (причем, мусковит формируется по иллитам) в раннюю пострудную стадию образуется бертьерин, который затем преобразуется в хлорит, при этом каолинит является отражением наиболее поздних гидротермальных процессов и присутствует в значимых количествах в минеральной ассоциации.



Рисунок. Схема методического подхода изучения глинистых минералов

Предложенный методический подход может быть успешно применен для детального изучения осадочных тел и решения различных вопросов осадочной геологии.

Авторы выражают глубокую признательность В.А. Дрицу за ценные советы и помощь в интерпретации полученных результатов, Е.В. Покровской, С.А. Гараниной за помощь в проведении рентгенодифракционных исследований, Н.В. Горьковой за помощь в проведении исследований методом сканирующей электронной микроскопии. Методический подход был разработан для решения задач изучения бентонитовых глин при финансовой поддержке проекта РФФ №16-17-10270.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗМОЖНЫХ СКОПЛЕНИЙ КРИОГЕННЫХ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

В.А. Друщиц

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Доказанные скопления криогенных гидратов природного газа (КГГ) находятся в пределах нефтегазовых бассейнов: на севере Западной Сибири (Мессояхское месторождение), на северном побережье и шельфе Аляски и в дельте, и на взморье реки Маккензи. По результатам исследований, проведенных на шельфе п-ова Ямал и данным бурения на месторождениях Ленинградском и Русановском, не удалось обнаружить признаков присутствия КГГ. По природным условиям к континентальной окраине моря Бофорта наиболее близка континентальная окраина российской Восточной Арктики (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское). Чукотское море находится под влиянием вод Берингова пролива, распространение криолитозоны носит островной характер, более того, в неоплейстоцене существовали центры горно-долинного (возможно и покровного) оледенения, разгрузка которых происходила на шельфе, что нарушало условия сохранения КГГ [2].

В акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и на прилегающей суше господствует суровая климатическая обстановка, и распространена мощная криолитозона, с такими же параметрами, как и в море Бофорта. Центром развития реликтовых многолетнемерзлых пород (максимальная мощность около 700 м) являются Новосибирские острова, с удалением от которых мерзлота сокращается [6]. КГГ могут накапливаться под многолетнемерзлыми породами и в них. По соотношению термобарических показателей скопления КГГ на шельфе Восточной Арктики могут находиться на глубинах ≥ 100 м от поверхности дна. Метан, основной гидратообразующий газ, имеет биогенное и термогенное происхождение. Скопления КГГ, расположенные в верхних частях континентальных или шельфовых разрезов, как правило, имеют биогенный генезис, а в более глубоких — термогенный или смешанный [3, 4].

Моря Восточной Арктики отличаются мощным осадочным чехлом. По сейсмоакустическим данным он представлен чередованием песчаных мелководных и более глубоководных глинисто-алевритовых отложений с включением мощных дельтовых комплексов. По аналогии с обнажениями на островах и данными бурения в береговой зоне вполне вероятно и присутствие прослоев угля. Литологическая интерпретация данных сейсмопрофилирования позволяет предполагать наличие в осадочном разрезе и коллекторов для природного газа и покрышек [1].

В позднем кайнозое трансгрессивно-регрессивные процессы сформировали аллювиально-озерный покров с горизонтами морских отложений на прибрежных низменностях и шельфе восточно-арктических морей (максимальная мощность ≥ 4000 м). Депоцентр этой аккумуляции расположен в кайнозойской рифтовой системе моря Лаптевых с активной современной геодинамикой [5]. На континентальной окраине моря Лаптевых наблюдаются очаги разгрузки метана из различных источников, связанные с таликами, развитыми по тектоническим нарушениям, по палеоруслу крупных рек и озер, по другим нарушениям криолитозоны [3]. Это объясняет отсутствие значительных скоплений КГГ в бассейне моря Лаптевых, несмотря на его весьма высокую нефтегазовую перспективность.

Наиболее благоприятные условия как для образования, так и для консервации скоплений КГГ создаются в Восточно-Сибирском море в позднем кайнозое. Помимо

наличия коллекторов и мощной криолитозоны, здесь складываются тектонические условия аналогичные для позднего кайнозоя моря Бофорта: низкая сейсмическая активность, незначительные вертикальные движения. В течение кайнозоя шельф Восточно-Сибирского моря погружался в северо-восточном направлении, а в послеледниковые вертикальные движения и на суше, и на акватории происходят с положительным знаком. Тектонические дислокации ограничены началом позднего кайнозоя и редко затрагивают неоген-четвертичный покров. Господство перигляциальных условий предопределило отсутствие гляциоизостазии, что позволяет прогнозировать сохранение скоплений КГГ в современной природной обстановке [2-4, 7].

Если принять во внимание гипотезу о распространении покровного оледенения на Новосибирских островах, эта область с максимальной криолитозоной выходит из сферы концентрации КГГ. Скопления КГГ консервируются и могут сохраняться в перигляциальной обстановке, но не в ледниковых условиях [4].

Расчетные данные по условиям газогидратоносности акваторий Восточной Арктики [2] и тектонические характеристики региона позволили выделить как наиболее перспективную область для образования и консервации КГГ – шельф от устья Индигирки до устья Колымы.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (№ 0135-2016-0022) при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00795).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н. Литостратиграфические и тектонические особенности формирования месторождений углеводородов на шельфе российской Восточной Арктики / М.Н. Алексеев, В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 3. – С. 1-10.
2. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / гл. ред. Алексеев М.Н. – М.: Научный Мир, 2004. – 96 с.
3. Друщиц В.А. Природные условия образования и сохранения континентальных гидратов метана на арктических континентальных окраинах / В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова // Бюлл. комис. по изуч. четв. периода. – М.: ГЕОС, 2017. – № 75. – С. 135–146.
4. Друщиц В.А. Эволюция криогенных скоплений гидратов природного газа в Арктических регионах в квартере / В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова // Вестник КНЦ РАН. – 2018. – № 3. – С. 147-151.
5. Имаева Л.П. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии / Л.П. Имаева, Г.С. Гусев, В.С. Имаев и др. // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 4. – С. 737–768.
6. Романовский Н.Н. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики / Н.Н. Романовский, В.Е. Тумской // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV. – № 1. – С. 3-14.
7. Stephenson R.A. Neotectonics and seismicity in the south-eastern Beaufort Sea, polar continental margin of north-western Canada / R.A. Stephenson, E.I. Smolyaninova // Geodynamics. – 1999. – V. 27. – P. 175-190.

РЕДОКС-ОБСТАНОВКИ В РАННЕМ КАРБОНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

С.А. Дуб, Г.А. Мизенс, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева, Д.В. Киселёва

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Цериевая аномалия в биохемотронных карбонатах является одним из наиболее надёжных индикаторов редокс-обстановок в палеобассейнах [5, 6]. Поскольку в богатой кислородом среде происходит интенсивное удаление церия из морской воды [0], а образующиеся в равновесии с ней карбонатные осадки наследуют спектр распределения растворённых редкоземельных элементов (РЗЭ) [7], то по величине цериевой аномалии в чистых известняках (или в их компонентах) можно судить о степени насыщенности вод бассейна кислородом: чем меньше её значение, тем выше было содержание O_2 в воде. Более того, считается, что цериевая аномалия отражает усреднённую редокс-историю определённой водной массы, состоящей из перемешивающихся поверхностных, глубинных и промежуточных вод, то есть характеризует бассейн осадконакопления в целом [6]. С целью реконструкции редокс-обстановок в раннекаменноугольном бассейне, существовавшем на территории современного восточного склона Среднего Урала, и их эволюции во времени нами были использованы данные по нескольким разрезам – суммарно порядка сотни валовых проб известняков.

Известно, что в состав карбонатных пород могут входить глинистое вещество, рассеянные зёрна акцессорных минералов, в том числе фосфатов, и тонкодисперсные (окси) гидрооксиды железа и марганца [2, 5]. Содержание РЗЭ в указанных фазах, как правило, на несколько порядков превышает таковое в карбонатах. Для того, чтобы исключить присутствие значимых количеств некарбонатных минералов-носителей РЗЭ и, соответственно, вызванное ими искажение спектров водородных лантаноидов, мы использовали следующие геохимические критерии отбора наиболее чистых проб: $\Sigma РЗЭ < 5$ г/т, содержания Ba < 5 г/т, Zr < 2 г/т, Rb $< 0,5$ г/т, Th $< 0,1$ г/т. Так, высокие концентрации Ba и Rb свидетельствуют о контаминации материала глинистым веществом, а Zr и Th - минералами тяжёлой фракции, при этом Th может также входить в состав гидроксидов Mn и Fe [1, 2]. Отмеченные критерии позволили создать выборку из 40 проб, для которых коэффициенты корреляции параметров $\Sigma РЗЭ$ и Ce/Ce* ($=Ce_{аном}$) с вышеуказанными элементами оказались наименее значимы. Таким образом, распределение РЗЭ в изученных карбонатах с высокой степенью вероятности унаследовано от морской воды.

Кривая, представленная на рисунке, указывает на существенные вариации окислительно-восстановительных условий в морской воде на протяжении раннего карбона. Вероятно, отчасти они были обусловлены колебаниями уровня моря. Кроме того, немаловажное значение имеет фациальная принадлежность отложений. В частности, верхнетурнейские (киселовский горизонт) и визейско-нижнесерпуховские известняки сформировались в пределах карбонатных платформ с глубинами не более трёх десятков метров. В том числе известняки бурлинского горизонта (нижнее визе) соответствуют обстановке мелководных иловых холмов. В несколько более глубоких водах накапливались карбонаты раннетурнейского возраста. На рубеже раннего и среднего карбона на рассматриваемой территории существовали водные массы с различными кислородными режимами: величина цериевой аномалии в относительно глубоководных известняках разреза «Исетский карьер» существенно отличается от таковой в мелководных отложениях, обнажающихся на р. Реж напротив д. Луговая.



Рисунок. Изменение величины цериевой аномалии в нижнекаменноугольных известняках восточного склона Среднего Урала. Цериевая аномалия рассчитана по [3].

Цифры в кружках – номера разрезов: 1 – «Першино», р. Реж; 2 – «Мироново», р. Реж; 3 – «Устьянчики», р. Нейва; 4 – «Липинский лог», р. Реж; 5 – «Луговая», р. Реж; 6 – «Исетский карьер», правый берег р. Исеть. Серые точки – значения цериевой аномалии в валовых пробах, удовлетворяющих геохимическим критериям, оконтурены серой областью; чёрные точки – медианные значения для каждого объекта, соединены сплошной линией. Фигурные скобки означают, что соответствующие пробы принадлежат широкому стратиграфическому диапазону. Разрезы 5 и 6 соответствуют одному стратиграфическому уровню.

В первом случае цериевая аномалия практически отсутствует (близка к 1), что свидетельствует об умеренно бескислородной среде осадконакопления. Возможно, возникновение таких условий было связано с перестройкой конфигурации материков, падением уровня моря и изменением гидродинамических и гидрохимических параметров бассейнов, предполагающимися для этого времени [4].

Представленные здесь результаты, несомненно, нуждаются в дальнейшей детализации. Тем не менее, мы надеемся, что они помогут уточнить особенности развития Мирового океана после его глобальной оксигенации, произошедшей в позднем девоне [6], и выявить взаимосвязи с эволюцией морской биоты.

Исследования выполнены в рамках темы № AAAA-A18-118053090044-1 госзадания ИГГ УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 4. – С. 339-358.
2. Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
3. Lawrence M.G. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways / M.G. Lawrence, A. Greig, K.D. Collerson, B.S. Kamber // Aquat. Geochem. – 2006. – No 12. – P. 39-72.
4. Saltzman M.R. The Late Paleozoic ice Age: Oceanic gateway or pCO₂? / M.R. Saltzman // Geol. – 2003. – V. 31. – P. 151-154.
5. Tostevin R. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings / R. Tostevin, G.A. Shields, G.M. Tarbuck, T. He, M.O. Clarkson, R.A. Wood // Chem. Geol. – 2016. – V. 438. – P. 146-162.
6. Wallace M.W. Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants / M.W. Wallace, A.V.S. Hood, A. Shuster, A. Greig, N.J. Planavsky, C.P. Reed // Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – V. 466. – P. 12-19.
7. Webb G.E. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy / G.E. Webb, B.S. Kamber // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2000. – V. 64. – P. 1557-1565.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПАЛЕОЦЕНА-ЭОЦЕНА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

К.А. Дубкова, С.Б. Шишлов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Работа основана на результатах детального описания разрезов палеогена у с. Скалистое, с. Мазанка и на г. Ак-Кая (рисунок) суммарной мощностью около 200 м. Вещественные и структурные характеристики пород уточнены при микроскопическом описании шлифов и микротомографических исследованиях образцов. Также использованы опубликованные описания опорного разреза палеогена у г. Бахчисарай, в с. Староселье [1, 2].

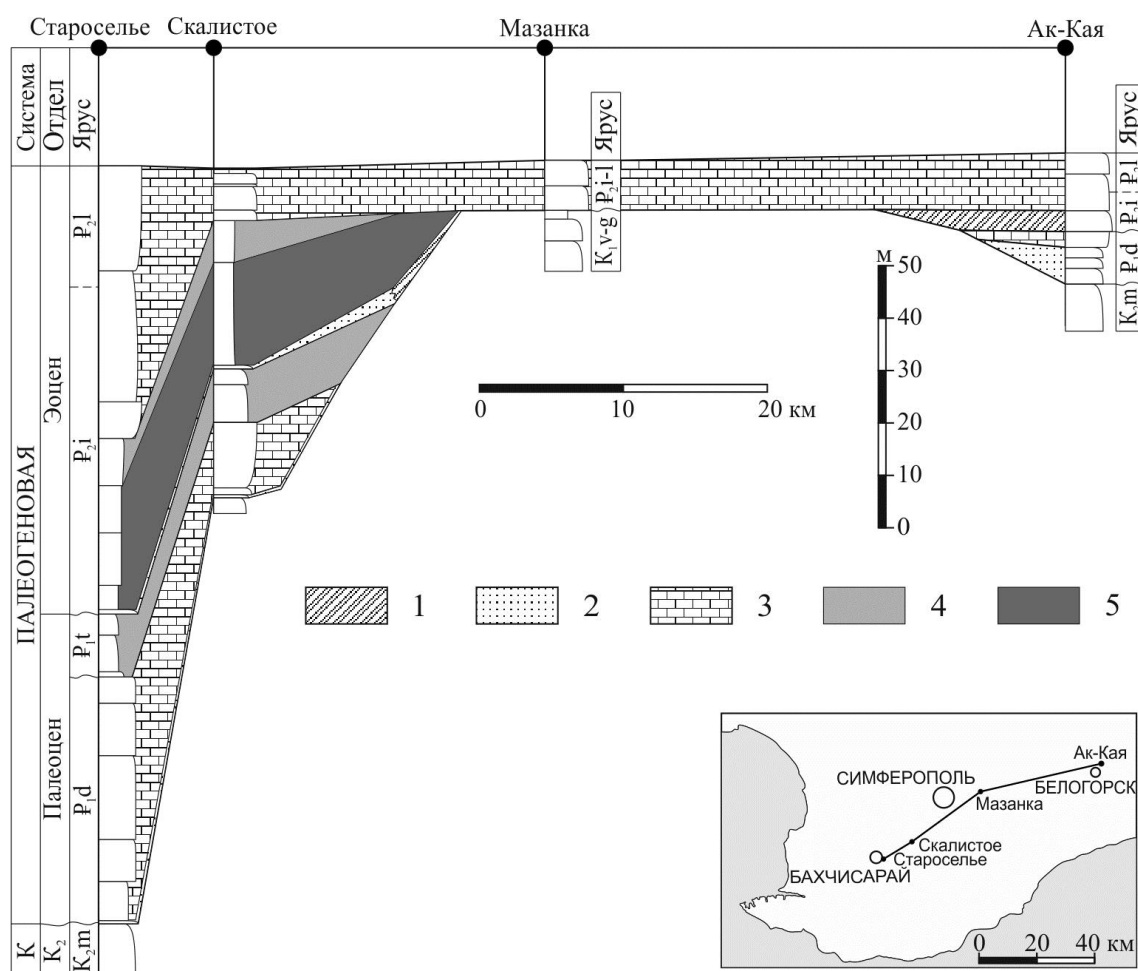


Рисунок. Литологический профиль палеоцена-эоцена Юго-Западного и Центрального Крыма
1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – гранулярные карбонаты, 4 – глинистые известняки и мергели, 5 – глины

Белокаменный горизонт датского возраста с размывом залегает на отложениях маастрихта. У основания локализуются песчаники средне-мелкозернистые кварцево-глауконитовые зеленовато-серые, которые вверх по разрезу сменяются известняками (руд-флаутстоунами) детритовыми криноидно-мшанковыми желтовато-серыми. Мощность глауконитовых песчаников увеличивается с запада (0,1–0,6 м) на восток (до 5 м), в этом же направлении растет стратиграфический объем [3]. Вероятно, датские песчаные отложения Юго-Западного Крыма формировались в условиях более интенсивного тектонического

прогибания и дальше от области сноса, чем синхронные им осадки Центрального Крыма. Криноидно-мшанковые известняки имеют устойчивые на площади структурно-вещественные характеристики, т. е. формировались при равномерном погружении. Их мощность увеличивается к юго-западу: г. Ак-Кая – 4 м, с. Скалистое – 15 м, с. Староселье – до 50 м, что связано с изменениями глубины эрозионного вреза и ростом Симферопольского поднятия.

Отложения зеландского яруса здесь отсутствуют. В это время сформировалось региональное несогласие между белокаменским и качинским горизонтами.

Качинский горизонт танета в Юго-Западном Крыму сложен известняками (пакстоунами) детритовыми глинистыми серыми, с галькой темно-серых глинистых известняков. В разрезах с. Мазанка и г. Ак-Кая они выклиниваются (рисунок 1). Вероятно, в танете Симферопольское поднятие было сушей, а за его пределами происходило тектоническое прогибание. Второй причиной выклинивания качинского горизонта можно считать их постседиментационный размыв из-за регионального тектонического подъема, который сформировал угловое несогласие между эоценом и подстилающими породами.

Породы бахчисарайского горизонта ипра представлены у подошвы песчаниками разнотекстурными кварцево-глауконитовыми зеленовато-серыми, выше глинами известковистыми светло-коричневыми, сменяющимися мергелями. Они содержат многочисленные остатки двустворок и нуммулитид. Мощность отложений увеличивается от 25 м у с. Скалистое до 45 м у с. Староселье, что указывает на рост интенсивности прогибания к юго-западу. В с. Мазанка этот стратиграфический интервал представлен глауконитовыми известковыми песчаниками с галькой кварца и нуммулитами мощностью до 0,4 м. В районе г. Ак-Кая бахчисарайский горизонт мощностью до 4 м образован известковыми конгломератами, сложенными полуокатанными обломками подстилающих датских известняков, глауконитовых известковых песчаников и фосфатов, содержащими остатки нуммулитов, зерна глауконита и угловатые кварцевые песчинки. Латеральные изменения бахчисарайского горизонта свидетельствуют о том, что в начале ипрского века произошел подъем уровня моря, видимо, обусловленный дифференцированным региональным тектоническим прогибанием территории, с минимальной интенсивностью в районе Симферопольского поднятия, которое представляло собой эродированную сушу и было затоплено только в конце этого этапа.

Симферопольский горизонт ипра-лютета сложен известняками детритовыми нуммулитовыми (флаутстоунами) светло-серыми и желтовато-серыми. Существенное сокращение мощности отложений от 50 м у с. Староселье до 15 м у с. Скалистого и 12 м в Центральном Крыму при их близких структурно-вещественных характеристиках можно связать с более интенсивным тектоническим погружением территории Юго-Западного Крыма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. I. Основные обнажения палеоцена / О.С. Вялов // Геол. и геохим. горючих ископ. – 1975. – Вып. 47. – С. 80–88.
2. Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. 2. Основные обнажения эоцена и олигоцена / О.С. Вялов // Геол. и геохим. горючих ископ. – 1975. – Вып. 49. – С. 93–102.
3. Копаевич Л.Ф. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Л.Ф. Копаевич, Е.А. Лыгина, Е.В. Яковишина, И.В. Шалимов // Вестник Московского ун-та. Серия 4. Геология. – 2010. – № 5. – С. 12–20.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ – ФАКТОР, ОСЛОЖНЯЮЩИЙ ВЫДЕЛЕНИЕ ЗОН ГЛИНИЗАЦИИ И ПРОГНОЗ КОЛЛЕКТОРОВ ПО ДАННЫМ 3D-СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

О.В. Елишева, Ю.В. Шилова

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

Промышленная нефтеносность Уватского района юга Тюменской области связана с тремя основными стратиграфическими интервалами осадочного чехла: верхнеюрским (баженовская, васюганская свиты – пласты Ю₀, Ю₁), среднеюрским (тюменская свита – пласты Ю₂₋₅) и нижнемеловым (сортымская свита – пласты БС₁₀₋₁₂; усть-балыкская свита – пласты БС₆₋₉). Основные ресурсы сосредоточены в резервуарах тюменской свиты, на которую приходится порядка 75% уже открытых залежей УВ.

Так как открытие новых залежей УВ в основном продолжается в среднеюрском интервале разреза он до сих пор остается основным стратиграфическим уровнем для восполнения ресурсной базы УВ Уватского региона. Однако выявление новых залежей этих отложений сопряжено с рядом трудностей, которые обусловлены не только их генетической природой, но и постседиментационными изменениями.

На большинстве территорий Увата накопление тюменской свиты происходило в условиях преимущественно континентального седиментогенеза, что обусловило сложное, хаотичное развитие по площади коллекторов с разными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) и заглинизированных разрезов. В результате из-за континентальной природы отложений нефтяные залежи оказались приурочены к ловушкам структурно-литологического типа, локализация которых выполняется за счет зон глинизации, выделяемых по картам эффективных толщин, построенным по данным 3D-сейсморазведки. Так как от достоверного выделения зон глинизации в континентальных отложениях и расчета эффективных толщин коллекторов зависит корректная геометризация потенциальных залежей УВ и расчет их ресурсного потенциала, важным моментом является учёт всех геологических процессов (конседиментационных и постседиментационных), влияющих ФЕС современных тюменских резервуаров.

Большинство специалистов работающих в научно-производственных центрах нефтяных компаний при постановке ГРП распределение коллекторов по площади контролируют фациальными обстановками. Поэтому для обоснования эффективных толщин, рассчитанным по данным сейсморазведки 3D, на основе данных керна, ГИС и динамических атрибутов волнового поля они строят седиментационные модели, которые часто служат основой для корректировки зон глинизации.

Согласно этому подходу, при литофациальном моделировании континентальных отложений выделяют, как правило, две крупных обстановки: собственно речной долины и поймы. В разрезах первой доминирует группа русловых фаций, которая и сопоставляется с развитием основного объема коллекторов мощностью 10-30 м. В разрезах второй обстановки преобладает группа пойменных фаций, большей частью соответствующая участкам глинизации на картах эффективных толщин и частично зонам развития коллекторов небольшой мощности 2-5 м.

Несмотря на применяемый подход, опыт бурения на территориях Увата показывает, что при опoisковании ловушек в тюменской свите пока не удастся вскрывать по факту прогнозные толщины, рассчитанные по сейсмическим данным (ошибка может варьировать от +/-2 м до +/-10 м), как и корректно, выделять зоны глинизации.

Подобная ситуация, по несоответствию эффективных толщин определенным фациальным зонам, иногда наблюдается и при расчете мощности коллекторов по данным ГИС в отдельных скважинах, особенно когда последние пробурены в зонах

развития группы потенциально русловых фаций. Примером может служить разрез пласта Ю₃ тюменской свиты одной из скважин Северо-Тамаргинской площади, где при общей мощности вскрытых русловых отложений порядка 15 м, эффективная мощность по ГИС составила не более 4.1 м (рисунок).

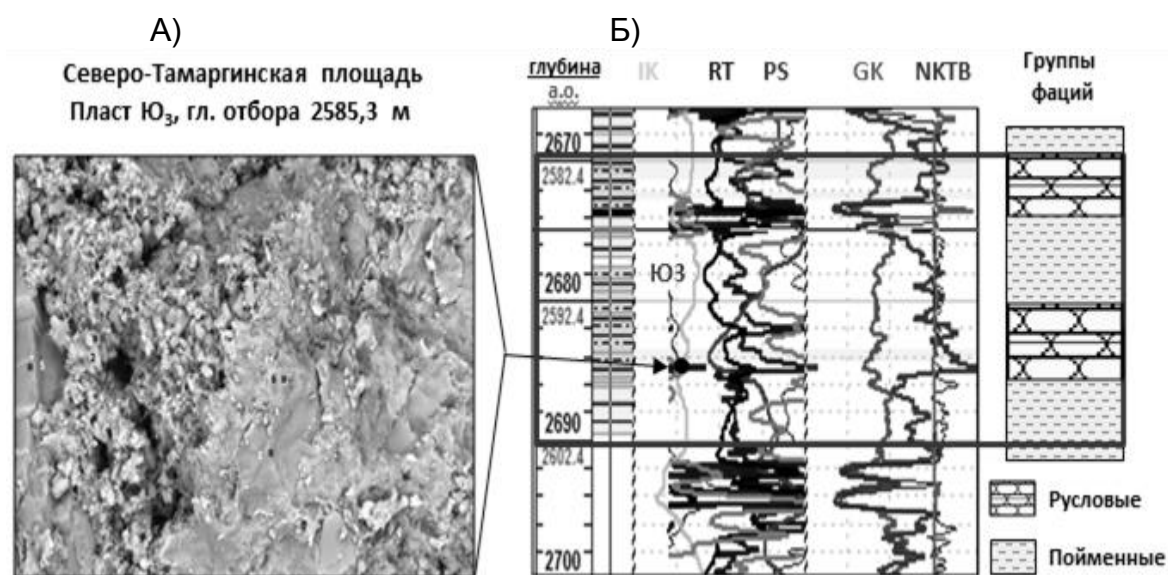


Рисунок. А) Петрографическая характеристика песчаных пород пласта Ю₃ тюменской свиты. Сква. №55Р Северо-Тамаргинской площади. Б) Выделение фаций по керну и коллекторов по ГИС

Анализ лито-петрографического состава песчано-алевритовых отложений, отнесенных к группе русловых фаций, показал, что породы оказались сильно подвержены аутигенному минералообразованию. Изменению подверглась не только обломочная часть (кварц, КПШ, обломки пород), но и цемент, в котором кроме глинистых минералов обнаружилось большое количество карбонатного, кремнистого и пиритового материала (рисунок).

Поскольку на территории Увата отложения тюменской свиты залегают на глубинах от 2300 м до 2600 м, часть коллекторов пластов Ю₂₋₅ находится в разных зонах диагенеза. Это обстоятельство приводит к тому, что емкостные характеристики коллекторов, сформированных в разных фациальных обстановках, по-разному подвергаются аутигенному минералообразованию. Первую очередь, вторичные процессы затрагивают породы высокими первичными ФЕС. В континентальных разрезах это группа фаций речных долин: прирусловые отмели и береговые валы. В отличие от них, коллекторы внешней части поймы, состоящие в основном из алевролитов, редко содержат большое количество аутигенных минералов.

Таким образом, анализ лито-петрографического описания алеврито-песчаных пород в скважинах Увата показал, использование напрямую фациальных моделей для обоснования прогнозных эффективных толщин рассчитанных по сейсмическим данным без учета влияния вторичных изменений на емкостное пространство резервуаров, когда коллекторы, состоящие из континентальных отложений, залегают на современных глубинах более 2000 м, нецелесообразно. Это зачастую приводит к ошибкам в прогнозе коллекторов и к необходимости корректировать по результатам поисково-разведочного бурения зоны глинизации и контуры структурно-литологических ловушек, что сказывается на пересчете ресурсной оценки поисковых объектов, так как меняется не только их площадь, но и эффективная ёмкость резервуаров.

СВЯЗЬ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА С ВТОРИЧНОЙ ДОЛОМИТИЗАЦИЕЙ ДОМАНИКИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА

А.А. Ескин, В.П. Морозов, Э.А. Королёв, А.Н. Кольчугин, Р.Р. Валиуллин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Доманиковые отложения служат индикатором особых палеогеографических условий бассейна седиментации на территории востока Восточно-Европейской платформы. Под термином «доманик» понимается толща нефтематеринских пород, в которой наблюдается чередование карбонатных и карбонатно-кремнистых пород, обогащенных органическим веществом. Такие и подобные отложения – это высокоуглеродистая формация, способная как производить углеводороды собственными нефтематеринскими толщами, так и концентрировать их в отдельных пластах и зонах, выполняющих роль резервуара [1, 2]. В последнее время эта толща в связи с научным и практическим интересом к сланцевым углеводородам активно изучается. Малая распространенность рассматриваемых пород обусловлена их ограниченным стратиграфическим положением. Такие породы развиты лишь в отложениях семилукского (доманикового) горизонта франского яруса верхнего девона. Их мощность обычно составляет первые десятки метров. Однако их потенциал как нетрадиционных источников нефти - один из важнейших вопросов нефтяной отрасли [3].

Целью настоящей работы является геологическое и минералогическое изучение доманиковых отложений как нетрадиционных источников углеводородов, их минеральный состав и структурно-текстурные особенности, качественная и количественная характеристика вмещающего органического вещества. Помимо основной задачи исследования в работе рассматриваются возможные механизмы протекания вторичных изменений и эволюции кремнисто-карбонатных толщ в истории развития осадочного бассейна.

Объектом исследования являлся керновый материал ряда месторождений, отобранный из семилукского (доманикового) горизонта франского яруса верхнего девона. Образцы керна представлены тремя литотипами: 1) карбонатно-кремнистые породы, обогащенные органическим веществом, 2) известняки (мадстоун, вакстоун) и 3) обломочные (литокластовые) известняки, сложенные карбонатными обломками, сцементированными карбонатно-кремнистым материалом, обогащенным органическим веществом. Помимо названных типов нередко в породах отмечаются зоны локальной доломитизации.

В качестве основных методов исследования выбраны: оптико-микроскопический (поляризационный микроскоп CarlZeiss Axio Imager A2), рентгенографический (дифрактометр Bruker D2 Phaser) и синхронно-термический (NETZSCH STA 449 F3 Jupiter) анализы.

Осадочный комплекс доманикоидной формации франского яруса верхнего девона представляет собой четырехкомпонентную систему с преобладанием карбонатной составляющей. По совокупности изученного материала соотношение структурных компонентов выглядит следующим образом: кальцит + доломит (75%); халцедон + опал (15%); органическое вещество сапропелевого типа (9%); аллотигенные зерна обломочной компоненты (1%).

Основной акцент исследования данной работы сделан на зоны вторичной доломитизации. По данным оптической микроскопии доломиты характеризуются коричневатой-темно-серой окраской, частичной перекристаллизацией и плотным сложением. Доломитам свойственна неравномернозернистая структура. В качестве примеси обнаруживаются зёрна кальцита содержанием до 12%. Размер зерен

доломита колеблется в широких пределах от 0,01 до 0,4 мм. Зерна больших размеров (0,1—0,4 мм) наблюдаются в виде обособленных индивидуумов или небольших скоплений. Тонкозернистый доломит образует иногда сгустки величиной до 0,1 мм.

Зерна доломита обычно имеют изометричную, реже неправильную форму. Среди них обособляются ясно выраженные ромбоэдри. В наиболее крупных зернах доломита отмечаются трещинки спайности, реликты первичного пелитоморфного карбоната, глинисто-битуминозное вещество. В неравномернозернистой массе присутствуют округлые, мелкие (до 0,15 мм) агрегаты пирита, а по трещинкам скопления мелкозернистого кальцита. Также в качестве акцессорных минералов выступают кварц, ролевой шпат и редкие чешуйки мусковита.

Наблюдаемое битуминозное органическое вещество находится выполняет тонкие трещинки, промежутки между более крупными зернами доломита. Согласно данным термического анализа среднее содержание органического вещества 7,4%, где отношение лёгких и тяжёлых фракций составляет 1/4.

Проявления вторичного доломита в шлифах обнаруживается не повсеместно. Доломитизация локальна и приурочена к областям развития флюидодинамических трещинок. По всей видимости, подобная связь обусловлена восходящей миграцией флюидов через карбонатно-кремнистые комплексы. В процессе миграции происходили процессы растворения аутигенного кальцита и параллельно привносились магниезиальные растворы. Совокупность этих процессов приводила к новообразованию доломита.

Продолжающаяся миграция флюидов, видимо, так же вызывала растворение и вынос более лёгкой компоненты органического вещества выше по разрезу. Продолжительность этих процессов, по всей видимости, и привели к накоплению тяжёлой компоненты и образованию доломитов на путях миграции.

Стоит также отметить, что наблюдаемые доломитовые кристаллы, образованные на путях миграции флюида, встречаются на всей изученной территории. На построенный идеализированный профиль Камско-Кинельской системы прогибов с положением и литологическим составом изученных скважин не показывает какого-либо определенного положения развития процесса доломитизации или приуроченности к осевой, краевой, бортовой или шельфовой области. Совокупность данных и наблюдений может свидетельствовать о региональном масштабе проявления восходящей миграции флюида через карбонатно-кремнистые толщи доманикитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шарданова Т.А. Особенности строения и формирования высокоуглеродистых комплексов / Т.А. Шарданова, Н.П. Фадеева, А.Н. Хомяк, В.Л. Косоруков // Отечественная геология. – 2017. – № 3. – С. 74-84.
2. Лян С.П. Условия формирования доманикитов юго-востока Русской платформы / С.П. Лян, Г.А. Галушин, В.П. Филиппов // Георесурсы. – 2015. – № 10. – С. 21-27.
3. Хисамов Р.С. Перспективы нефтеносности доманиковых отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Р.С. Хисамов, В.Г. Базаревская, Т.И. Тарасова, Н.А. Бадуртдинова, О.Г. Гибадуллина // Нефтяное хозяйство. – 2017. – № 6. – С. 10-14.

ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ХАРАКТЕРА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД В РАЗРЕЗАХ СКВАЖИН ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОГАЛЫМСКОГО РЕГИОНА С ЦЕЛЬЮ ОПТИМИЗАЦИИ ПРОЦЕССА РАЗРАБОТКИ

В.А. Жолудева, В.В. Колпаков, О.К. Мартынова

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмень, Тюмень, Россия

В настоящее время в нефтегазовой отрасли наиболее актуальным остается вопрос о вовлечении в разработку трудноизвлекаемых запасов нефти. В Западно-Сибирском регионе данный тип запасов заключен в терригенных толщах, характеризующихся повышенным содержанием полиминерального глинистого цемента и низким коэффициентом нефтеизвлечения. Интенсификация добычи нефти в данных толщах проводится с применением различных методов воздействия на породу. Однако, результат не всегда положительный, чаще эффект кратковременный. Проблема заключается в том, что при подборе вида и комплекса методов воздействия на пласт не уделяется должного внимания литологическим особенностям пород, которые учитывают количественный, качественный состав как породы, так и цемента, их кристаллохимические особенности, интенсивность и направленность постседиментационных изменений, а также их пространственное взаимоотношение как по разрезу скважины, так и по площади работ.

В предыдущих работах [1] авторами проведена литолого-технологическая типизация пород (ЛТТП) данного региона, основанная на учете кристаллохимических особенностей глинистых минералов цемента, которые отражаются на характере их взаимодействия с водой и иными типами реагентов (ПАВ, щелочные растворы, полимеры и т.д.). Выделено три литолого-технологических типа пород (I-III ЛТТП).

В данной работе внимание уделяется детальной литологической характеристике каждого из ЛТТП, выявлению закономерностей в их распределении по разрезу скважин и практическому применению полученных результатов в нефтедобыче.

Породы I ЛТТП представлены алевролитами крупно-мелкозернистыми до мелкозернистыми и песчаниками мелкозернистыми. В цементе фиксируется повышенное содержание гидрослюдистых минералов. По классификации А.А. Ханина I ЛТТП относятся к неколлекторам, единично к коллекторам VI класса. Основные породообразующие минералы изменены в различной степени: полевые шпаты чаще всего пелитизированы, незначительно серицитизированы; обломки эффузиев незначительно пелитизированы; слюды гидратированы, незначительно сидеритизированы. Регенерации кварцевых зерен не наблюдается.

Породы II ЛТТП представлены алевролитами мелко-крупнозернистыми и песчаниками мелкозернистыми, реже средне-мелкозернистыми. В цементе фиксируется снижение содержания гидрослюдистых минералов, возрастание содержания каолинита и хлорита. Породы относятся к коллекторам VI, V классов, единично IV класса и неколлекторам. Из вторичных изменений в шлифах наблюдается регенерация кварцевых зерен в виде прерывистых каемок, реже – частичного восстановления кристаллографических граней. Полевые шпаты незначительно пелитизированы, единично серицитизированы и выщелочены. Обломки эффузиев незначительно пелитизированы. Слюды гидратированы, единично сидеритизированы.

Породы III ЛТТП представлены песчаниками от мелко-среднезернистых до мелкозернистых. В цементе фиксируется повышенное содержание каолинита.

Породы относятся к коллекторам V, IV классов. Основные породообразующие минералы изменены в различной степени. Регенерация кварца представлена в виде частичного восстановления кристаллографических граней, реже в виде прерывистых каемок, единично шпиков. Полевые шпаты незначительно пелитизированы, выщелочены, последние создают дополнительное поровое пространство, которое частично выполняет микрочешуйчатый каолинит. Обломки эффузиев незначительно пелитизированы. Слюды гидратированы.

Проведенная краткая литологическая характеристика ЛТТП показывает, что они различаются и по степени изменения минералов каркаса, и по количественному соотношению глинистых минералов в цементе, что, как следствие, отражается на различиях ЛТТП по классу коллектора. Совокупность данных различий будет отражаться и на таких физико-химических особенностях как: набухающая способность, на величине удельной поверхности, на величине емкости катионного обмена, которые играют важную роль при подборе вида и комплекса методов по увеличению нефтеотдачи [1].

Изучение характера распределения ЛТТП по разрезу скважин показало следующее: в верхней части распространены породы III ЛТТП; в средней части – II ЛТТП; в нижней части – I ЛТТП. Однако, в некоторых скважинах данная последовательность нарушается выделением в толще II либо I ЛТТП относительно мощных прослоев III ЛТТП. Учитывая основные характеристики ЛТТП, можно предположить, что характер их распределения подчиняется основным положениям механического седиментогенеза и последующим диагенезу и катагенезу, а отклонение от них связано с локальными процессами каолинитизации пород [2].

Таким образом, принимая во внимание литологические особенности каждого ЛТТП и неравномерный характер их распределения по разрезу скважины, а также результаты ранее проведенных авторами работ [1], можно предположить, что в интервалах развития определенного ЛТТП необходимо применять определенные геолого-технологические мероприятия. К примеру, в интервалах развития I ЛТТП, с целью повышения нефтеотдачи, наиболее эффективным будет использование добавок различных ПАВ либо углекислого газа; в интервалах развития пород II ЛТТП эффективны все существующие виды геолого-технологических мероприятий; в интервалах развития пород III ЛТТП – химические методы воздействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жолудева В.А. Разработка оптимального комплекса мероприятий с учетом особенностей тонкодисперсной составляющей пород продуктивного пласта Ю₁ группы месторождений Когалымского региона / В.А. Жолудева, В.В. Колпаков, Я.Х. Саитгалиев // ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии: сб. тез. Международ. геол.-геофизич. конф. и выст. – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2019. – С. 358-363.
2. Шмырина (Жолудева) В.А. Фоновый и наложенный типы литогенеза песчаных и алевроитовых отложений позднечуковского и раннемиловского возрастов (на примере глинистых минералов пластов ЮС₁¹ и БС₁₁¹ Кустового нефтяного месторождения Западной Сибири): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / В.А. Шмырина (Жолудева). – Казань, 2015. – 23 с.

БАЗАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

Е.А. Жуковская

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Россия

Изучение базальных отложений осадочных чехлов древних бассейнов осуществляется преимущественно с целью поиска месторождений углеводородов и невозможно без использования данных сейсморазведки. Приступив в последнее десятилетие к разработке месторождений нефти и газа Паннонского бассейна, компания Газпромнефть совместно с НИС Нафтагаз (Сербия) накопила большой материал в связи с исследованием зон перехода “фундамент–осадочный чехол”. Донеогеновое основание имеет блоковое строение и разнообразный состав пород, слагающих блоки, и в целом хорошо распознается в сейсмической записи.

К базальным горизонтам осадочного чехла относится синрифтовый комплекс нижне-среднемиоценовых отложений (сеймостратиграфические комплексы ССК 1 и ССК 2 [1]), к которым приурочен целый ряд месторождений нефти и газа с самыми разнообразными ловушками: структурными, литологически экранированными, структурно-тектоническими. Отличительной особенностью этих горизонтов является явно выраженный тектонический контроль рельефообразования и осадконакопления. Отмечается значительная фациальная неоднородность и резкая дифференциация отложений по площади, мощности и свойствам. Общая мощность пластов-коллекторов изменяется в разы, равно как и пористость, что связано, прежде всего, с их различной фациальной принадлежностью - грубообломочные отложения коллювиально-пролювиального и аллювиального генезиса, возможно инундиты (отложения катастрофических наводнений и разливов рек, отложения прорыва подпрудных озер), а также мелководные бассейновые песчаные отложения.

Фактически каждый объект в основании осадочного чехла имеет свои принципиальные особенности осадконакопления, что позволяет выделить его в отдельный генетический тип отложений.

Один из наиболее интересных с точки зрения нефтегазоносности объект – пролювиальные конусы выноса, диагностированные на месторождении Иджош (Сербия) [2]. Состав грубообломочного материала – глыб и валунов, однотипен коренным породам фундамента, сложенного слабоизмененными магматическими породами среднего состава (гранодиоритами и биотитовыми диоритами) и кварц-слюдяными и кварц-хлорит-слюдяными сланцами. Крупные фрагменты (обломки) слабоизмененных пород фундамента, интерпретируемые как курумы, перемежаются маломощными (от первых см до 15см) прослоями конгломератов (окатанные гравий и галька с песчаным матриксом), вероятно, в результате последующего заполнения пространства временными водотоками и их конусами выноса. Определение направления сноса осадков с локальных выступов фундамента, положение которых было получено на основании интерпретации сейсмики. Размер осадочных тел составляет около 40 метров мощности и несколько сотен метров в ширину, однако, латеральное сочленение нескольких конусов (аналог шлейфа) значительно увеличивает суммарную площадь. Для определения латеральных границ конусов выноса и положения зон наименьших эффективных толщин, сопряженных с областями воздымания фундамента, были использованы сейсмические атрибуты. Перекрываются пролювиальные отложения мелководно-морскими конгломератами с литотамниями, сменяющимися выше по разрезу органогенно-обломочными и органогенными известняками и мергелями.

Блоковое строение фундамента и следы тектонической активизации в синрифтовый этап подтверждается разрезом скважины, пробуренной в непосредственной близости от описанной выше. Эта скважина подтвердила наличие разлома, так как вскрыла реперный пласт литотамниевых известняков на 50 метров ниже, чем в первой скважине. В основании терригенного разреза на делювиально-коллювиальных дресвяниках и конглобрекциях полимиктового состава со следами окисления накапливалась глинисто-алевритовая толща неявно ритмичного строения за счет чередования темно- и светло-серых с зеленоватым оттенком. Зереккрытие конгломератов мелководно-морскими (бассейновыми) песками, близость источника сноса при расчлененном рельефе и активной тектонике, позволяет предположить их формирование в результате развития дельты гилбертова типа. Далее последовало накопление органогенных литотамниевых известняков как следствие резкой трансгрессии.

Совсем другой характер осадка на контакте с фундаментом наблюдается в скважине, расположенной южнее описанных выше.

На светло-серых кристаллических сланцах и гнейсах с углом наклона плейчатости около 60° к оси керна, субгоризонтально залегает светло-серый неявно слойчатый алевритистый мергель. В нем отмечается прерывистая волнистая слойчатость, следы горизонтальной биотурбации ихнофагии *Cruziana*. Изредка отмечаются интракласты как следы переработки волновой (штормовой) переработки слабо уплотненного осадка. Все вышеперечисленное свидетельствует о морском осадкообразовании в интервале средних глубин в низкоэнергетической обстановке с преобладанием спокойных условий с периодической переработкой донных осадков волновыми процессами. Коллекторы в данном случае отсутствуют.

Таким образом, генетическая интерпретация базальных горизонтов осадочного чехла Паннонского бассейна показала крайнюю фациальную неоднородность при заполнении отрицательных форм рельефа на синрифтовом этапе развития бассейна, обусловленную комбинацией геоморфологических, эвстатических и тектонических факторов, а также времени осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ольнева Т.В. Комплексное изучение толщи неогеновых отложений Паннонского бассейна на основе сейсмостратиграфических подходов с элементами сейсмофациального анализа / Т.В. Ольнева, Е.А. Жуковская // Записки Горного института. – 2017. – Т. 228. – С. 631-640.
2. Милей Е.С. Модель седиментации базальных горизонтов терригенного комплекса среднего миоцена месторождения Иджош Север (Сербия) / Е.С. Милей, Е.А. Жуковская, Л.Г. Стулов // Геофизика. – 2018. – № 4. – С. 65-72.

МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ НИЖНЕПЕРМСКИХ РИФОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Л.М. Журавлева

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

В начале ранней перми юго-восточная часть Русской платформы была окружена двумя связанными глубоководными бассейнами. Один из них, Предуральский, заложен в начале ранней перми и окаймлял платформенный край с востока, второй, Прикаспийский, глубоководный по крайней мере еще с девона, локализовался на юге–юго-востоке. Эти бассейны обрамлялись шельфами с карбонатной седиментацией. В пределах этих глубоководных морей шло активное рифообразование.

На склонах шельфов формировались асимметричные рифовые системы, обрамлявшие и Предуральское и Прикаспийское моря. Со стороны глубоководной зоны рифовые сооружения граничат с депрессионными фациями, с противоположной – мелководно-морскими карбонатными отложениями (Кунакбаевский, Западно-Тепловский, Гремячинский, Карпенский рифы и др.) [4].

Положение бровки шельфа менялось во времени, и в глубоководных фациальных зонах на приподнятых участках дна – более древних сооружениях асимметричных рифовых систем – вырастали мощные одиночные симметричные рифы, со всех сторон окруженные глубоководными депрессионными осадками (Ишимбайский, Столяровский, Введенковский, Старо-Казанковский, Канчуринский, Совхозный и др.) [5].

Таким образом, в нижнепермских отложениях юго-восточной части Русской платформы существуют рифы двух основных морфологических типов: одиночные бассейновые куполовидные, относительно симметричные рифовые массивы и асимметричные рифы краевых систем.

Рифы обоих типов нефтегазоносны, перекрывающие их верхнеартинская карбонатно-сульфатная и кунгурская соленосная толщи служат надежным региональным флюидоупором. При этом объем ловушек рифовых резервуаров различны.

Одиночные бассейновые куполовидные рифовые массивы Предуральского прогиба, формировались в относительно глубоководной зоне, скорости погружения и роста рифа были соизмеримы, что обусловило относительно симметричную форму сооружений и их значительную высоту – формировались ловушки высотой от 400 до 800 м, с крутыми склонами (30 – 45°).

Аналогично, но несколько отлично развитие и строение бассейновых рифов Прикаспийского бассейна, примером чему служит риф Карачаганак со сложной историей, определившей его строение. Однако нижнепермскую его часть, с которой связано крупное газоконденсатное месторождение, можно рассматривать в ряду симметричных куполовидных массивов. Высота залежи здесь составляет 900 м [3].

Иную конфигурацию имеют ловушки асимметричных рифов. В большинстве случаев мелководно-морские отложения карбонатного шельфа, которыми замещаются рифогенные фации асимметричных систем, являются проводящими для флюидов, поэтому изначальная высота ловушек контролируется превышением поверхности рифового массива над поверхностью синхронных зарифовых фаций, перекрытых солевым флюидоупором. В асимметричных рифах эта разница невелика. Так, высота залежи Кунакбаевского газового месторождения – 102 м, Озеркинского нефтяного – 163 м, причем, такие значения, скорее, исключение: в подавляющем большинстве высота ловушек заметно меньше – первые десятки м [5].

Кроме того, морфологическая выраженность асимметричных рифов Прикаспийской бортовой зоны стала менее четкой благодаря более позднему региональному наклону дна бассейна во внутреннюю часть впадины, что привело к уменьшению превышения рифа над зарифовыми отложениями.

В ряде случаев весьма существенное увеличение объема ловушек асимметричных рифов определяет тектонический фактор. Так, первоначальное превышение поверхности рифа над синхронными зарифовыми отложениями Западно-Тепловского газонефтяного месторождения было небольшим, что не давало значимого полезного объема ловушки. Увеличение высоты рифового сооружения, а, следовательно, и объема ловушки произошло позднее за счет наложения постседиментационного воздымающего тектонического движения [1, 2].

Иногда синхронные рифогенным мелководно-морские зарифовые фации представлены достаточно плотными породами, что создает в рифовых резервуарах дополнительный объем, определяемый мощностью непроницаемых пород.

Таким образом, основной объем ловушек изолированных рифов определяется их седиментационной высотой, в меньшей степени, литологическими замещениями и последующей тектоникой. Первичный объем ловушек асимметричных рифов невелик, он определяется их возвышением над зарифовыми отложениями, однако иногда увеличивается за счет литологического экранирования, а в большей степени – последующими тектоническими движениями с образованием антиклинальных складок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альжанов А.А. Направление и методика нефтегазопроисковых работ в северной бортовой зоне Прикаспийской впадины / А.А. Альжанов, Б.М. Гейман, А.А. Голов, В.Д. Ильин, А.Н. Золотов, Л.Г. Кирюхин // Геология нефти и газа. – 1976. – № 1. – С. 7–11.
2. Габдрахманов Р.М. Рифовые массивы юга Башкирского Приуралья и перспективы нефтегазоносности края платформы / Р.М. Габдрахманов // Труды УфНИИ. – 1965. – Вып. XV. – С. 251–259.
3. Геолого-геофизические модели и нефтегазоносность палеозойских рифов Прикаспийской впадины / под ред. Ю.С. Кононова. – М.: Недра, 1986. – 149 с.
4. Кузнецов В.Г. Палеозойские рифы Прикаспийской впадины и их нефтегазоносность. Статья 1. Геологическое развитие Прикаспийской впадины и распространение рифов / В.Г. Кузнецов // Известия вузов. Геология и разведка. – 2007. – № 2. – С. 6–14.
5. Яруллин К.С., Якупов И.А. Нефтегазоносность нижнепермских рифов Предуралья / Ископаемые рифы и методика их изучения: труды III Палеоэколого-литологической сессии. – Свердловск: Изд-во УФАИ СССР, 1968. – С. 157–168.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В.А. Заика¹, Ю.Н. Смирнова¹, Л.И. Попеко², Ю.В. Смирнов¹

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

²Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее крупных структурных элементов восточной Азии. Согласно существующим представлениям этот пояс рассматривается в качестве реликта одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. Однако разработанные к настоящему времени тектонические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер. При этом наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов в истории его геологического развития. Одним из путей решения этих вопросов являются исследования осадочных комплексов, несущих потенциально значимую информацию, как о геодинамических обстановках, существовавших в период их образования, так и о возрасте и составе коры в областях сноса кластического материала. Одним из ключевых объектов в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса является Чиронский прогиб. В данной работе представлены результаты геохронологических U-Pb исследований детритовых цирконов из осадочных пород верхнепалеозойских шазагайтуйской и жипхошинской свит Чиронского прогиба. Исследования выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6).

Из 115 изученных зерен детритовых цирконов из полимиктового мелко-среднезернистого песчаника (обр. Ю-97) шазагайтуйской свиты конкордантные оценки возраста получены для 82 зерен. Они, в основном, находятся в интервалах 387-324, 1973-1837 и 2530-2404 млн лет. Наиболее молодой циркон имеет конкордантный возраст 324 ± 4.1 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 334, 379, 1885, 2417 и 2504 млн лет. Кроме того, присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными девонским (~ 412 млн лет), ордовикским (~ 472 млн лет) и неопротерозойскими (~ 876, 879 млн лет) возрастами.

Из полимиктового мелкозернистого песчаника (обр. Ю-94) жипхошинской свиты были проанализированы 116 зерен детритовых цирконов. Конкордантные оценки возраста характерны для 106 зерен. Эти значения находятся в интервалах 388-315, 469-507, 903-781, 2030-1847 млн лет. Наиболее молодой циркон имеет конкордантный возраст 313 ± 3.1 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 328, 379, 500, 808, 1862 млн лет.

Наиболее древние цирконы в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит имеют палеопротерозойский возраст. Источниками этих цирконов, скорее всего, являются раннедокембрийские комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона, а именно породы могочинской серии, метаморфизованные в условиях

гранулитовой фации (возраст метаморфизма 1873 ± 8 млн лет) [2]) и палеопротерозойские (1866 ± 6 млн лет) габбро-анортозиты [1]. Кроме того, поступление цирконов палеопротерозойского возраста также можно связывать с денудацией палеопротерозойских ($1.88-1.84$ млрд лет) гранитоидов развитых в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона. В качестве источников неопротерозойских цирконов можно рассматривать метаморфические породы Икат-Багдаринской зоны, а также островодужные комплексы Келянской островной дуги [5, 6 и др.]. Незначительная популяция кембрийских цирконов, видимо, связана с денудацией дифференцированной андезит-дацит-риолитовой ассоциации относящейся к каледонскому этапу развития Удино-Витимской островодужной системы, протянувшейся вдоль южного обрамления Северо-Азиатского кратона. Для вулканических пород из наиболее крупных и изученных вулканотектонических структур (ВТС) установлены следующие значения абсолютного возраста [3]: 529 ± 3 млн лет (плагиориолиты Еравнинской ВТС), 516 ± 5 млн лет (кварцевые порфиры Еравнинской ВТС), 529 ± 3 млн лет, 534 ± 6 млн лет (риолиты Олдындинской ВТС), 530 ± 26 млн лет (дациты Кыджимитской ВТС). Наибольшее количество цирконов в песчаниках шазагайтуйской и жипхошинской свит имеет девонский и каменноугольный возраст. На роль одного из таких источников вполне претендуют гранитоиды олекминского комплекса с возрастом 358 ± 6 млн лет [4]. Также в качестве источника позднедевонских и раннекаменноугольных цирконов можно рассматривать образования зун-шивеинского комплекса (риолиты, риодациты, гранит-порфиры) [7].

Таким образом, согласно проведенным исследованиям, можно предположить, что основными источниками кластического материала для отложений шазагайтуйской и жипхошинской свит Чиронского прогиба послужили магматические и метаморфические комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-20004.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бучко И.В. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона / И.В. Бучко, Е.Б. Сальникова, А.А. Сорокин и др. // ДАН. – 2005. – Т. 405. – № 4. – С. 514–518.
2. Гаврикова С.Н. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области / С.Н. Гаврикова, Л.Л. Николаева, А.В. Галанин и др. – М.: Недра, 1991. – 171 с.
3. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы / И.В. Гордиенко // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 53–70.
4. Ларин А.М. Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение / А.М. Ларин, А.Б. Котов, В.П. Ковач и др. // ДАН. – 2015. – Т. 464. – № 2. – С. 194–198.
5. Некрасов Г.Е. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) / Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев, С.Л. Пресняков и др. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): мат. научного совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – Т. 2. – С. 58–60.
6. Руженцев С.В. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Г.Е. Некрасов и др. // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 3–28.
7. Шивохин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение / Е.А. Шивохин, А.Ф. Озерский, А.В. Куриленко и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

ДИНАМИКА ПЛОЩАДИ КОНТАКТА ФЛЮИД-ФЛЮИД И ФЛЮИД-СКЕЛЕТ ПРИ ДВУХФАЗНЫХ ТЕЧЕНИЯХ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ С РАЗЛИЧНЫМ КОЭФФИЦИЕНТОМ БЕСПОРЯДОЧНОСТИ

Т.Р. Закиров, А.Р. Файзуллина, Э.А. Королев

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Большинство нефтяных залежей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции находятся на завершающих стадиях разработки [2]. Поэтому для поддержания приемлемого уровня нефтедобычи на разрабатываемых нефтяных месторождениях приходится сгущать сетку расположения добывающих и нагнетательных скважин и закачивать в продуктивные пласты поверхностно-активные вещества, стимулирующие нефтеотдачу пород-коллекторов [3]. Все эти меры воздействия на нефтеносные пласты приводят к изменениям гидродинамических условий нефтяных месторождений, а, следовательно, и к новым перераспределениям углеводородов внутри их контуров. В результате этого возникают мелкие линзовидные целики нефти, сложно поддающиеся извлечению.

В настоящее время в целях прогноза процессов дефрагментации нефтяных залежей на отдельные сегменты широко применяется подход математического моделирования подземных резервуаров углеводородов [1]. По мере роста вычислительных возможностей компьютерной техники появляются все более новые программные продукты, позволяющие с большей степенью вероятности прогнозировать изменения в нефтяных месторождениях на поздних стадиях разработки. В рамках повышения эффективности математического моделирования процессов вытеснения подземных флюидов из терригенных пород-коллекторов были проведены теоретические расчеты многофазного течения в неоднородных пористых средах. При этом впервые учитывались особенности взаимодействия флюида с минеральным скелетом песчаных пород.

В качестве образцов пористых средах использовались гранулярные модели песчаников с треугольной системой поровых каналов. Образцы состоят из зерен круглой формы, диаметры которых находятся в диапазоне $(1 - \lambda; 1 + \lambda) \cdot d$ (d – средний диаметр гранул) и распределены по равномерному закону. Параметр λ является коэффициентом беспорядочности и характеризует дисперсию для распределения поровых каналов по размерам [4]. С увеличением λ возрастает диапазон варьирования размеров поровых каналов. Для проведения исследований использовались две модели песчаников при $\lambda = 0.2$ и 0.75 и $d = 50$ мкм.

Исследование многофазного течения проводится при помощи вычислительных экспериментов. Для моделирования двухфазного течения в масштабе поровых каналов использовались решеточные уравнения Больцмана; межфазные эффекты и смачивание описывалось при помощи модели градиента цветового поля [5]. Краевой угол смачивания при расчетах составлял 30° ; межфазное натяжение равно 5 мН/м; соотношение вязкостей нагнетаемого несмачивающего и вытесняемого смачивающего флюидов составляет 25 . Расчеты проводятся при трех различных скоростях течения – 0.001 , 0.003 и 0.01 м/с. В каждом эксперименте расход жидкости на входном сечении постоянен.

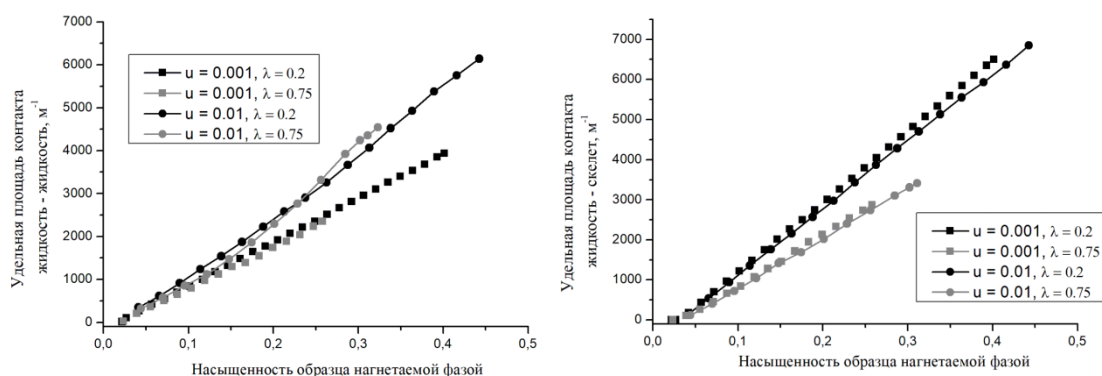


Рисунок. Сопоставление динамики изменения удельной поверхности контакта жидкость – жидкость (слева) и нагнетаемая жидкость – скелет (справа) для $\lambda = 0.2$ и $\lambda = 0.75$.

Для численного описания течения использовались параметры, характеризующие площадь контакта между нагнетаемой и вытесняемой жидкостью и между нагнетаемой жидкостью и скелетом, нормированную на объем порового пространства. Результаты представлены на рисунке. Выявлены следующие закономерности:

- 1) динамика поверхности контакта жидкость – жидкость и нагнетаемая жидкость – скелет имеет линейный характер;
- 2) при увеличении скорости течения поверхность контакта жидкость – жидкость увеличивается;
- 3) при увеличении скорости течения поверхность контакта жидкость – скелет не изменяется;
- 4) увеличение коэффициента беспорядочности не влияет на поверхность контакта жидкость – жидкость;
- 5) увеличение коэффициента беспорядочности приводит к уменьшению поверхности контакта жидкость – скелет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-31-00134, а также за счет средств субсидий, выделенных Казанскому (Приволжскому федеральному) университету в рамках Программы повышения конкурентоспособности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дегтерёв А.Ю. Актуальные проблемы геологического моделирования подземных хранилищ газа в водоносных пластах / А.Ю. Дегтерёв, В.Е. Кан // Вести газовой науки. – 2016. – № 1(25). – С. 158–171.
2. Конторович А.Э. Нефтяная промышленность исторически главных центров Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, элементы их истории ближайшие и отдаленные перспективы / А.Э. Конторович, Л.В. Эдер, И.В. Филимонова, М.В. Мишение, В.Ю. Немов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 12. – С. 2097–2114.
3. Сургучев М.Л. Вторичные и третичные методы увеличения нефтеотдачи / М.Л. Сургучев. – М.: Недра, 1985. – 308 с.
4. Holtzman R. Effects of Pore-Scale Disorder on Fluid Displacement in Partially-Wettable Porous Media / R. Holtzman // Scientific Reports. – 2019. – V. 6. – P. 36221.
5. Huang H. Study of immiscible displacements in porous media using a color-gradient-based multiphase lattice Boltzmann method / H. Huang, J.-J. Huang, X.-Y. Lu // Computers & Fluids. – 2014. – V. 93. – P. 164–172.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ (АЛЕКСАНДРОВСКИЙ СВОД)

А.Г. Замирайлова, В.Г. Эдер, Е.А. Костырева

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

Углеродистые породы баженовской свиты (верхняя половина нижнего титона-низы верхнего берриаса) Западно-Сибирского морского палеобассейна изучались многими специалистами, главным образом в центральной его части. Особенности строения разрезов свиты Томской области освещены в литературе в меньшей степени. Баженовская свита подстилается георгиевской свитой (верхи оксфорда-кимеридж) и перекрывается глинистыми породами куломзинской свиты (верхний берриас – низы валанжина).

В рамках настоящей работы изучались разрезы, вскрытые бурением на Горстовой и Полонской площадях (Томская область), расположенных в северной и южной частях Александровского свода. Результаты комплексного анализа литолого-геохимического изучения разрезов баженовской свиты, расположенных на Александровском своде, позволят уточнить и дополнить данные о литологии баженовской свиты и развить существующие представления об условиях их формирования. Методика исследований включала детальное описание пород по керну, петрографический анализ в шлифах, текстурный анализ на макроскопическом и микроскопическом уровнях, химический анализ пород методами РФА и «мокрой химии» с пересчетом на минералогический состав по методике О.М. Розена и Ю.А. Нистратова [3]. Породы были названы в соответствии с классификацией А.Э. Конторовича и соавторов. [2]. Для восстановления окислительно-восстановительных обстановок формирования пород анализировались значения степени пиритизации железа ($СП = Fe_{\text{пиритное}} / (Fe_{\text{пиритное}} + Fe_{\text{растворимое в HCl}})$) [5]. Геохимия органического вещества изучалась по методике, разработанной в ИНГГ СО РАН [1].

Мощность баженовской свиты Горстовой площади, залегающей в интервале глубин 2217,3-2199,8 м, составляет 17,5 метров. Нижняя (м=3,7 м, кероген 12-13%) и средняя части (м=6,7 м, кероген 15-19%) представлены высокоуглеродистыми породами - микститами кероген-глинисто-кремнистыми. На породах нижней пачки залегают силициты керогеновые (м=4,6 м, кероген 10-15%), с микропрослоями кремнистых радиоляритов. Верхняя часть разреза представлена микститами кремнисто-глинистыми (м=3,2 м, кероген 4-7 %), где глинистый материал и микрозернистый кремнезем составляют основную массу породы. Баженовская свита на Полонской площади залегает в интервале глубин 2443,7-2469,6 м и представлена тремя типами пород - микститом кремнисто-глинистым в верхней (м=3 м, кероген 4-6 %) и нижней частях (м=8,6 м, кероген 2-7%), в средней части - силицитами керогеновыми (м=6,0 м, кероген 12-14%,) и микститами кероген-кремнистыми (м=6,6 м, кероген 10-22%) с тонкими прослоями карбонатных радиоляритов. Мощность ее составляет 25,9 метров. В микститах кремнисто-глинистых нижней части разреза отмечаются маломощные прослои (0,5 м) с реликтами кокколитофорид. По результатам предыдущих исследований мощность «кокколитовой» пачки в центральных районах составляет 6-8 м [4].

Проведенное исследование позволило установить следующие различия в строении изученных разрезов и условиях их образования. В южной части Александровского свода (Полонская площадь) для нижней части разреза характерны более глинистые породы (микститы кремнисто-глинистые), что

объясняется близостью к источнику сноса. Мощность пачки силицитов керогеновых на этой площади повышена (6 м), по сравнению с Горстовой площадью, где ее мощность составляет 4,6 м. На этой площади также отсутствуют прослои, содержащие реликты кокколитофорид. Анализ степени пиритизации железа показал, что в северной части Александровского свода во время формирования баженовской свиты в диагенезе существовали высоковосстановительные условия ($СП > 0,8$). В южной части этой структуры породы верхней и средней частей баженовской свиты формировались в высоковосстановительных условиях, в то время как для нижней части характерны более окислительные условия ($СП < 0,5$).

Изучение органического вещества (ОВ) показало, что для высокоуглеродистых пород Горстовой площади характерны более низкие значения пиролитических параметров S_1 (4,4 и 5,1 мгУВ/г породы) и S_2 (54,6 и 72,0 мгУВ/г породы), чем на Полонской площади. Такое отличие объясняется, по-видимому тем, что ОВ на Горстовой площади ($T_{\text{макс}}=437-440^\circ\text{C}$) более преобразовано, чем на Полонской ($T_{\text{макс}}=427-433^\circ\text{C}$). Для карбонатов Полонской площади типичны самые низкие значения пиролитических параметров $S_1 = 1,2$ мгУВ/г породы и $S_2 = 13,0$ мгУВ/г породы при $C_{\text{орг}}$ всего 2,6% на породу. ОВ изученных разрезов обладает богатым нефтегенерационным потенциалом ($HI=400-600$ мгУВ/г $C_{\text{орг}}$). Содержание хлороформенных битумоидов, определенное только в высокоуглеродистых породах Горстовой площади, изменяется от 0,5 до 1,6% на породу. В групповом составе доминируют УВ (до 70% на битумоид). На асфальтены приходится не более 10%. По распределению УВ-биомаркеров и ароматических соединений (значений отношений: $n\text{-}C_{27}/n\text{-}C_{17} < 0,5$, $Pr/Ph < 0,5$, стеранов $C_{29}/C_{27} \leq 1,0$, трицикланового индекса $(2(C_{19}+C_{20})/\sum C_i (i = 23, 24, 25, 26)) \leq 0,5$, $TAC/MAC \geq 10$, содержания: хейлантанов $\geq 20\%$ от $\sum$ терпанов и дибензотиофенов $\geq 25\%$) органическое вещество аквагенное, что подтверждается и значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-29,2$ до $-30,5\text{‰}$).

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0021 и № 0331-2019-0022.

ЛИТЕРАТУРА

1. Конторович А.Э. Геохимия битумоидов баженовской свиты / А.Э. Конторович, Е.А. Костырева, С.В. Родякин, И.С. Сотнич, П.А. Ян // Геология нефти и газа. – 2018. – № 2. – С. 79–88.
2. Конторович А.Э. Классификация пород баженовской свиты / А.Э. Конторович, П.А. Ян, А.Г. Замирайлова, Е.А. Костырева, В.Г. Эдер // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 11. – С. 2034-2043.
3. Розен О.М. Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам / О.М. Розен, Ю.А. Нистратов // Советская геология. – 1984. – № 3. – С. 76-83.
4. Эдер В.Г. Особенности формирования баженовской свиты на границе юры и мела в центральной части Западной Сибири / В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова, Ю.Н. Занин, П.А. Ян, Е.М. Хабаров // Литосфера. – 2015. – № 4. – С. 17-32.
5. Raiswell R. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation / R. Raiswell, F. Buckley, R.A. Berner, T.F. Anderson // J. Sediment. Petrol. – 1988. – V. 58. – № 5. – P. 812-819.

СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ КРУПНЫХ ЗАПАДИН ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ВОРОНЦОВСКОЙ ПАДИ)

А.Л. Захаров, Е.А. Константинов, Е.А. Мазнева, К.Г. Филиппова

Институт географии РАН, Москва, Россия

Низменные равнины Восточного Приазовья (северо-запад Краснодарского края и юг Ростовской области) осложнены многочисленными замкнутыми крупными депрессиями площадью от первых до нескольких десятков квадратных километров. В литературе и на картах региона можно встретить их местные названия — пади, падины, лиманы. Более общий термин, принятый в геоморфологии для обозначения пологих замкнутых относительно изометричных депрессий — западины. Единого мнения относительно природы крупных западин до сих пор не выработано. Крупнозападинный рельеф хорошо читается на современных цифровых моделях рельефа. Ареал, к которому принадлежит Воронцовская падь, насчитывает более 130 объектов, для него характерна вариабельность размеров и форм западин, преимущественно каплевидных и треугольных. Западины данного ареала ориентированы длинной осью на север-северо-запад.

Воронцовская падь расположена в северной части Ейского полуострова, окружена плоской лёссовой равниной. С севера, образуя протяженное обрывистое обнажение, западина быстро (1-2 м в год) размывается водами Таганрогского залива Азовского моря. На восточном борту пади, расположилось село Воронцовка, территория которого подвержена абразии и постоянно сокращается. Западина является одной из крупнейших: ее площадь превышает 23 км². Она имеет относительно крутые склоны, юго-восточный — до 15°. Максимальная глубина составляет 15 м. Днище плоское, ровное, на западе осложнено грядовым рельефом, возвышающимся на 6-8 метров над низким днищем. Всего насчитывается три крупных гряды, протягивающиеся вдоль западного борта пади.

Ключевые разрезы Воронцовской пади заложены на участках, характеризующих разные элементы строения западины и междуречий (плакор, днище, гряды). Главным критерием выбора ключевого участка являлись максимальная сохранность и отсутствие разного рода очевидных стратиграфических несогласий в разрезе. Каждый участок привязан к береговому обнажению, в котором вскрывается лёссово-почвенная серия (ЛПС) и подстилающие её отложения террасового комплекса. Основные фазы формирования педокомплексов (ПК) в ЛПС, согласно схеме А.А. Величко, соотносятся с межледниковыми эпохами и морскими изотопными стадиями (MIS): мезинский — микулинское межледниковье — MIS 5e — 135-117 тыс. лет назад, каменный — каменское межледниковье — MIS 7 — 190 — 220 тыс. лет назад, инжавинский — лихвинское межледниковье — MIS 9 — 300 — 340 тыс. лет назад, воронский — мучкапское межледниковье — MIS 13 — 470 — 500 тыс. лет назад [1].

Среди аналитических методов в настоящей работе большое место занимает гранулометрический анализ отложений. Анализ проводился в лаборатории палеоархивов природной среды Института Географии РАН с применением лазерного анализатора размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. Для стратиграфического расчленения разрезов в дополнение к палеопочвенным методам применялись рентгенофлуоресцентный анализ валового химического состава и анализ магнитной восприимчивости.

Самый восточный разрез V4 (N46.65782, E038.07865) характеризует плакорные пространства, окружающие западину и представлен обнажением в абразийном обрыве Таганрогского залива высотой 13 м н.у.м. В лёссовом чехле

диагностированы четыре погребенных почвенных комплекса. На глубине 4-6.5 метра залегает мезинский ПК. Две палеопочвы, входящих в его состав, крутицкая и салынская разделены маломощным, но заметным, прослоем слабо гумусированного лёсса. На глубинах 6.5-8.5 м, практически под мезинским ПК диагностирован каменный ПК. На глубинах 8.5-10.5 м залегает инжавинский ПК. На глубинах 10.5 — 13.5 м залегает воронский ПК. Механический состав лессовой части разреза значительно тяжелее нижележащих отложений морской террасы. Преимущественно это тонкая пыль и до 8% глинистых частиц. По результатам измерений магнитной восприимчивости отчетливо выделяются ПК (0.4-0.6) и сам лёсс (0.2-0.3). Потери при прокаливании при 1000°C (ППП1000) в лессовой толще ранжируются в пределах 8-12%. В основании разреза, на глубине 3 м ниже уровня моря, вскрыты супесчано-суглинистые ритмично-слоистые субаквальные отложения морской террасы. Они отличаются от вышележащих крайне низкими показателями магнитной восприимчивости (<0.2) и вдвое меньшими показателями ППП1000.

Разрез V9 (N46.6487, E038.06231) характеризует строение дна Воронцовской пади, высотой 4 метра над уровнем моря. В данном разрезе не встречены четкие признаки палеопочв, а мощность лессовой толщи почти вдвое меньше, чем на плакоре. На глубине 4 м ниже уровня моря вскрыты отложения террасы. По составу отложений основных слоев данный разрез схож с разрезом V4.

Разрез V5 (N46.64435 E038.05326) характеризует строение гряд в рельефе Воронцовской пади. В его строении выделяются четыре различных горизонта. Верхний горизонт (0 – 4 м) представлен валдайским лёссом с развитой современной почвой. Ниже залегает слоистая толща (4 – 8 м). Она представлена чередованием различных по структуре и текстуре горизонтов. В переслаивании можно выделить три основных типа отложений. Первый тип представлен плохо-сцементированными глинистыми микроагрегатами размером долей миллиметра. Второй тип представлен консолидированными и покрытыми железисто-марганцевыми кутанами глинистыми агрегатами размером от первых миллиметров до 8-10 миллиметров. Третий тип представлен хорошо отмытым светлым тонкозернистым песком и алевритом. Структура слоистой толщи представлена переслаиванием отложений первого и второго типов подчеркнутых прослоями отложений третьего типа. Ниже залегают лессовидные суглинки с развитым в них мезинским почвенным комплексом гидроморфного морфотипа (8 – 15.5 м). Несмотря на многообразие текстур и общую пестроту лессовой части разреза, ее состав остается относительно однородным и схожим с таковым в разрезах V4 и V9. В основании разреза на глубине 4 м ниже уровня моря залегают отложения террасы (15.5 – 16.5 м).

Настоящее исследование выполнено в рамках проекта РФФИ №18-35-00686.

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, О.К. Борисова, С.Н. Тимирева, В.В. Семенов, Ю.М. Кононов, В.В. Титов, А.С. Тесаков, Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов // ДАН. – 2012. – Т. 45. – № 4. – С. 464-467.

СКОРОСТИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В ДЕЛЬТЕ Р.СЕЛЕНГИ

Э.Д. Захарова, В.Р. Беляев, С.Р. Чалов, С.В. Харченко

МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Развитие устьевой области Селенги с середины XX века по настоящее время происходит под влиянием антропогенно контролируемого изменения уровня Байкала и климатически обусловленных флуктуаций жидкого и твердого стока реки. Радиоцезиевым методом показано, что скорость осадконакопления с 1963 года на средней пойме составляет 0,7-0,8 мм/год $\pm$ 0,5 мм/год, в старичном понижении в тыловом шве средней поймы (Хлыстов Затон) - не менее 2,9 см/год, на низкой пойме – 1,2-1,3 см/год, что достаточно много для антропогенно незарегулированных крупных рек Южной Сибири. Накопление наилка дискретно во времени и приурочено, прежде всего, к экстремальным паводкам и поднятию уровня Байкала. Максимальный с момента постройки Иркутской ГЭС подъем уровня Байкала произошел в 1986 году, что соответствует самому мощному пику аккумуляции аллювия. Темпы осадконакопления изменяются в зависимости от расходов воды в р. Селенге экспоненциально и контролируются, в первую очередь, особенностями рельефа дельты: относительные высоты уступов между дельтовыми уровнями, площади дельтовых пойм, наличие, ориентация, количество и площадь старичных понижений и т.д. По мощности и характеру накопления на пойме материала можно утверждать, что больше всего загрязняющих веществ на средней пойме задерживается дельтой в периоды максимальных паводков.

Седиментация на исследованных геоморфологических позициях происходит с увеличением динамичности среды и скоростей в ряду: средняя пойма, старица, заводь. Аккумуляция происходит при участии тонкодисперсного материала взвеси: от 70-50% на пойме и до 15-10% в заводи. Максимально соответствует составу пойм тонкодисперсная составляющая взвешенных наносов, являясь доминирующим источником аккумуляции, что резко отличает пойму от других геоморфологических позиций. Наиболее похожими по составу являются старичная фация и фация плесовых лощин, сходство обнаруживается в значительной роли органогенного физического ила ($d=0,01-0,001$), что связано с активным продуцированием биомассы в вегетационный период. Все это свидетельствует о различных ведущих процессах осадконакопления и их разном вкладе в формирование различных зон дельты.

Полученные с помощью методики геохимического фингерпринтинга¹ результаты генетической приуроченности дельтовых фаций достаточно нетипичны для рек Восточной Сибири. Несмотря на достаточно большие уклоны в верховьях, распашку земель и выпас скота в бассейне, которые, как ожидалось, будут увеличивать долю вклада бассейновой составляющей для всех фаций [1], в пойменной все же превалирует именно русловая составляющая стока наносов.

Обнаружено также интересное соответствие генетического типа отложений и крупности наносов (средневзвешенного диаметра). Классическим для большинства рек является соответствие тонкодисперсного материала бассейновой составляющей, а более крупных наносов - русловой. Для низовьев Селенги наблюдается зеркальная зависимость: наиболее крупными являются наносы бассейновой фации. Материал пойм состоит из продуктов размыва берегов русла, сложенных в основном тонкодисперсной глиной и илом. Осадконакопление в старице происходит при перманентном затоплении с уже более выраженным участием бассейновой составляющей экстремально высоких паводков. Несмотря на

это, русловая составляющая все еще продолжает играть значительную роль в осадконакоплении. Источником для фации затона служит более крупный бассейновый материал летних и осенних паводков выше среднего расхода воды (около 2000 м³/с), причем крупный материал откладывается при смещении стрежня потока к выпуклому берегу в периоды наиболее высоких паводков, характеризующихся затоплением поймы. Эта, на первый взгляд, противоречивая тенденция имеет объяснение: формирование русловой составляющей стока происходит при разрушении берегов высокой поймы в нижнем течении, которые сложены более мелким материалом по сравнению с наносами верхних звеньев речной сети Селенги.

Прикладное значение данной работы заключается в моделировании механизма накопления загрязняющих веществ внутри маргинального фильтра – дельты Селенги при разных фазах водного режима и колебаний уровня Байкала. Металлы и металлоиды, поступающие с предприятий и сельскохозяйственных угодий в нижнем течении Селенги с тонкодисперсной русловой составляющей при высоких паводках аккумулируются на поверхности поймы, дельтовых озерах и старицах. Вероятно, при наметившейся тенденции к уменьшению стока в паводки, все больше загрязняющих веществ будет выноситься в акваторию Байкала и все меньше оставаться в пределах дельтового массива. Изучая механизм осадконакопления при будущих исследованиях появится возможность предотвратить чрезмерный сток загрязняющих веществ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Chalov S. A toolbox for sediment budget research in small catchments / S. Chalov et al. // *Geography, Environment, Sustainability*. – 2017. – V. 10 (4). – P. 43-68.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ЮРСКИХ ГЛИН РАЙОНА ВОРОБЬЕВЫХ ГОР

О.В. Зеркаль, Е.Н. Самарин, М.С. Чернов, О.С. Барыкина, И.П. Гвоздева

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Воробьевы горы расположены на юго-западе г. Москвы в правом борту долины р. Москвы и представляют собой крутой, местами залесенный, склон (высотой до 70 м) со своеобразным грядово-оползневым рельефом, протягивающийся вдоль реки (отм. уровня 120 м). В строении водораздельной части Воробьевых гор последовательно снизу-вверх принимают участие породы среднего карбона, батского-титонского ярусов юры, берриасского-аптского ярусов нижнего мела, и четвертичные образования, представленные моренными и водно-ледниковыми накоплениями.

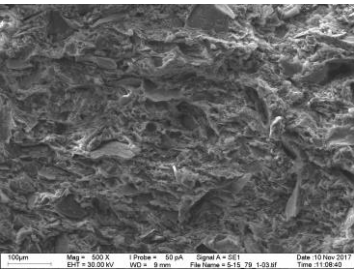
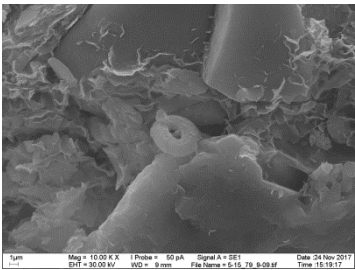
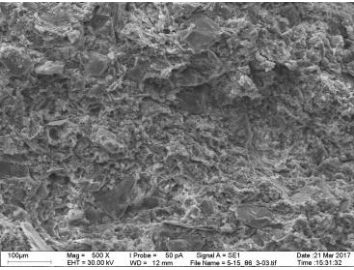
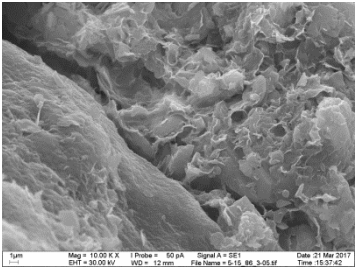
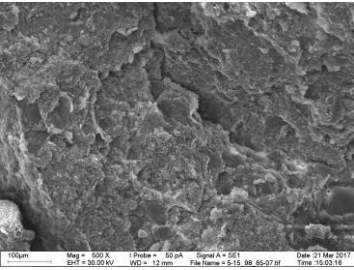
Строение изученной части разреза, сложенного верхнеюрскими образованиями киммериджского и оксфордского ярусов, представляется следующим образом (расчленение проведено М.Роговым). *Подмосковная свита* с размывом залегает на подосинковской и часто рассматривается объединено с вышележащей *коломенской*. Эти свиты представлены известковистыми, массивными и сланцеватыми, весьма плотными глинами: *подмосковная свита* - пачкой темно-серых и черных, плотных, слюдистых, слоистых и сланцеватых, со стяжениями и плитками пирита, фосфоритами, в нижней части - с прослоями углеродистых сланцев, с аммонитами *Amoeboceras ilovaiskii* (Sokolov), мощностью до 7,0 м; *коломенская свита* - глинами коричневато-серыми и светло-серыми, сильно алевроитовыми, слюдистыми, известковыми, с ходами илоедов (фукоидные), внизу с мелкими фосфоритами, вверху с гнездами зеленого глауконита (5,3-5,6 м), с крупными *Perisphinctes*, *A. alternoides* (Nikitin), *A. serratum* (Sowerby), мощностью до 6,0 м. Залегаящая выше по разрезу *ермолинская свита* - глины черные, плотные, слоистые, сильно слюдистые, неравномерно известковистые, часто с обильным пиритом (рыхлые порошкообразные, либо плотные стяжения), аммонитами (разные виды *Amoeboceras*), близ кровли – со скоплениями крупных раковин двустворок (мощность 5,5-6,5 м) в возрастном отношении охватывает верхи оксфордского яруса и нижний киммеридж, завершая, таким образом, разрез среднего литолого-стратиграфического комплекса мезозоя.

Различие в составе, условиях накопления и постседиментационном преобразовании глинистого материала обуславливают большое разнообразие микроструктур глинистых пород, что в свою очередь, определяет значительные вариации свойств этих пород [1]. Для выявления этих особенностей было изучено микростроение образцов трех, рассмотренных выше, свит – подмосковной, коломенской и ермолинской (таблица). Рентгенофазовый анализ образцов, проведенный Косоруковым В.Л. (геологический факультет МГУ) показал, что подмосковная и ермолинская свиты характеризуются высоким содержанием смектита (42 и 58% соответственно), тогда как в коломенской свите смектита 7%, а цеолита зафиксировано 37%. Образцы, отобранные из подмосковной и ермолинской свит, содержат 10 и 7% кварца соответственно и 8 и 13% кальцита.

Тогда как образец коломенской свиты содержит 22% кварца и 14% кальцита. Необходимо отметить высокое содержание пирита в образце подмосковной свиты до 7%, и почти в два раза меньшее в образцах ермолинской и коломенской по 4%.

Таблица

Особенности микростроения юрских глин

Стратиграфическая схема (свита)	Особенности микростроения	РЭМ-изображения	
		Увеличение x500	Увеличение x10000
Ермолинская свита	Ориентированное микростроение, сложенное удлиненными карбонатно- глинистыми агрегатами с редкими скелетами микроорганизмов		
Коломенская свита	Слабоориентиро- ванное микро- строение, сложенное более изометричными глинисто-пылева- тыми агрегатами с редкими песчаными зернами кварца и плагиоклазов		
Подмосковная свита	Неориентирован- ное микро- строение, сло- женное изомет- ричными агрега- тами глинистых минералов с включением многочисленных остатков скеле-тов микрофауны		

Исследования проводились с использованием оборудования, приобретенного в рамках реализации Программы развития Московского университета.

ЛИТЕРАТУРА

- Осипов В.И. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств / В.И. Осипов, В.Н. Соколов. – М.: ГЕОС, 2013. – 576 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕТРОСПЕКТИВНОМ АНАЛИЗЕ ГЕОДИНАМИКИ ВОЛЖСКО-КАМСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ДЛЯ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Х.Г. Зинатов, А.А. Ефимов

ООО «НПО «ГЕОТОН», Москва, Россия

1. За последние 20 лет выявление не значительных по запасам месторождений углеводородов (УВ) в осадочном чехле Волжско-Камской антеклизы (ВКА), равно как и на территории Республики Татарстан (РТ) на основе «Антиклинальная теория образования месторождений нефти Абиха» максимально реализовано. Поэтому прогнозно-поисковые исследования по выявлению месторождений УВ в кристаллическом фундаменте территорий ВКА и РТ, которые настойчиво проводились в эти годы, под руководством Р.Х. Муслимова [5], по-прежнему актуальны и важны для увеличения потенциала стратегических запасов УВ в РТ и в целом в ВКА.

2. Исходя из современных представления геологов-нефтяников об исключительно молодом – позднеплиоцен - четвертичном возрасте месторождений УВ и о последней – плейстоцен-четвертичной фазы формирования и «подпитки» залежей УВ и принципов «структурной и рудной синхронности», усовершенствования тектонических предпосылок поисков месторождений горючих полезных ископаемых следует проводить на основе изучения, прежде всего, неогеодинамики, а так же на основе «ретроспективного анализа» - реконструкции геодинамики НГБ от голоцена до начала формирования НГБ [2-4].

3. Методология и методика геодинамических исследований для прогноза и поисков месторождений твердых и горючих полезных ископаемых, понимания «геодинамики» и принципы усовершенствования тектонических предпосылок поисков месторождений полезных ископаемых подробно рассмотрены в [1, 4].

4. На основе совокупного тектонофизический анализ материалов дешифрирования космических снимков (КС) и наземной геолого-геофизической информации для территорий ВКА и РТ были построены, по принципам - «от общего к частному», разномасштабные неотектонические структурно-кинематические карты. Ретроспективный анализ размещения древних фаций и литофаций на основе таких карт позволяют обосновать структурообразующую природу некоторых линеаментов, которые отдешифрированы на КС, как глубинных разломов, ранее не выявленных наземными геолого-геофизическими методами, и, тем самым, существенно прояснить структурно-кинематические закономерности размещения месторождений горючих полезных ископаемых, а также сформулировать представления о динамических (в свете полей напряжений) условиях образования, сохранности, разрушения и «подпитки» месторождений УВ [2-4].

5. Формирование месторождений горючих полезных ископаемых в ВКА и на территории РТ зависят от геодинамики региона, обусловленной на всем протяжении геодинамики ВКА, как внешними – со стороны Уральского орогена, так и внутренними – со стороны Прикаспийской впадины трансформациями для Восточно-Европейской плиты, а также неогеодинамическим внутриплитным движением и деформационным взаимодействием разнопорядковых блоков земной коры и формирующихся, при этом, на границах и внутри блоков, однопорядковых этим блокам, потенциально УВ-вмещающих, парагенетичных дизъюнктивных и пликативных дислокаций [2-4].

6. Прогноз выявления новых месторождений нефти в осадочном чехле и в фундаменте на территории РТ на основе установленных структурно-кинематических закономерностей размещения и геодинамических условий сохранности месторождений нефти, приведён в [4].

7. Соотношения геодинамических позиций визейских месторождений каменного угля и месторождений битумов в уфимских и казанских отложениях с таковыми для гигантских по запасам месторождений нефти в РТ позволяют с одной стороны считать, что глубинный приток УВ в визейском веке в верхние слои земной коры мог существенно повлиять на образование месторождений каменного угля, а в плиоцен-позднеплейстоценовое время и битумов, а с другой - усомниться во влиянии месторождений каменного угля и битумов в РТ на образование и подпитку месторождений нефти в РТ и в ВКА. Такая точка зрения на формирование месторождений нефти на территории РТ и ВКА, высказанная сторонниками биогенного образования месторождений УВ, по-видимому, метафизична [3].

8. Подверженность пород кристаллического фундамента неотектонической активизации и вовлеченность на территории ВКА в неогеохимию формирования многих нефтеносных взбросо-надвиговых антиклиналей и их кулисных рядов – «валов», позволяют учитывать усовершенствованные нео- и, в целом, геодинамические предпосылки поисков месторождений горючих полезных ископаемых [2–4] в качестве одного из надёжных обоснований прогноза и поисков месторождений УВ в кристаллическом фундаменте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинатов Х.Г. Поля напряжений - ведущие факторы образования, сохранности и разрушения месторождений эндогенных промышленных месторождений неметаллов в Центральной части Алданского щита и их применение в геодинамических и прогнозно-поисковых исследованиях / Х.Г. Зинатов // Электронный журнал «Глубинная нефть». – 2013. – Т. I. – № 5. – С. 660–683. http://journal.deepoil.ru/images/stories/docs/DO-1-5-2013/6_Zinatov_1-5-2013.pdf
2. Зинатов Х.Г. Ретроспективный анализ влияния геодинамики юго-восточной части Волжско-Камской антеклизы на формирование литофаций, фаций и месторождений углеводородов / Х.Г. Зинатов // 3-е Кудрявцевские чтения: тезисы конференции. – М.: АО «ЦГЭ», 2013. http://conference.deepoil.ru/images/stories/docs/2kr_theses/Zinatov_Theses_2.pdf
3. Зинатов Х.Г. О методике нефтегазового районирования на основе изучения геодинамики юго-восточной части Волжско-Камской антеклизы / Х.Г. Зинатов // 4-е Кудрявцевские чтения: тезисы конференции. – М.: АО «ЦГЭ», 2015. http://conference.deepoil.ru/images/stories/docs/4KR/theses/Zinatov_Theses-1.pdf
4. Зинатов Х.Г. Выбор нефтеперспективных площадей в Республике Татарстан на основе неогеохимических исследований и разработки моделей месторождений углеводородов с применением тектонофизического анализа / Х.Г. Зинатов, А.А. Ефимов // Нефть. Газ. Новации. – 2011. – № 4. – С. 53 – 67.
5. Муслимов Р.Х. Нетрадиционные источники углеводородного сырья - резерв дальнейшего развития старых нефтедобывающих регионов / Р.Х. Муслимов // Георесурсы. – 1999. – № 1. – С. 21-25.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИВЕТСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРО-ТАТАРСКОМ СВОДЕ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

И.П. Зинатуллина, Р.Д. Петрова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

В Татарстане геолого-геофизические исследования и поисково-разведочное бурение на живетские отложения показали сложное строение продуктивных горизонтов среднего девона, низкие фильтрационные свойства пластов-коллекторов.

Глубокими скважинами на Северо-Татарском своде (СТС) вскрыты терригенные отложения вплоть до кристаллического фундамента. Весь имеющийся информативный материал позволяет представить целостную картину геологического строения Северо-Татарского свода и определить закономерности седиментогенеза этих пород. Объектом изучения являлся Кукморский блок, территория которого в регионально-тектоническом отношении приурочена к СТС и по поверхности кристаллического фундамента представляет собой серию глубинных зон [3]. По верхнедевонским-нижнекаменноугольным структурным планам эта территория СТС осложнена внутрiformационными Можгинским и Нижнекамским прогибами Камско-Кинельской системы. Сложность тектонического строения и палеотектонического развития территории во многом предопределила основные черты и особенности структурно-тектонического, литолого-стратиграфического, литофациального, геолого-петрографического и петрофизического строения пород кристаллического фундамента и осадочного чехла, а также условия формирования Северо-Татарского бассейна осадконакопления.

Анализ материала по скважине 667 Привятской площади Кабык-Куперского района позволил внести уточнения в стратиграфическое строение терригенных отложений на северном куполе Татарского свода. Скважиной вскрыты породы кристаллического фундамента мощностью 12,0 м, над которыми залегают породы осадочного чехла живетского яруса ардатовского и воробьевского горизонтов и франского яруса саргаевского, кыновского горизонтов. Нефтепроявления выявлены в ардатовском горизонте. Нижняя часть терригенного девона характеризуется сокращенным по мощности разрезом, но в разрезе многих скважин, четко прослеживаются, ранее не выделяемые в этой части СТС, отложения эйфельского яруса. Отобранные образцы из скважины, после проведенного спорово-пыльцевого анализа, из кыновского горизонта и его реперной пачки, подтвердили принадлежность их к кыновскому стратиграфическому горизонту. В литературе [1] отмечено, что «в связи с нарушением непрерывности процесса осадконакопления» на площадях северной части СТС происходит уменьшение толщины саргаевского горизонта до 9,0 - 4,0 м.

Наши исследования показали:

1. В большинстве скважин граница между саргаевским и кыновским горизонтами на каротажных диаграммах четко отбивается по подошве пачки известняков, залегающих выше подошвы репера «аяксы». В скважинах, где эти прослои карбонатных пород, на каротажных диаграммах сливаются с репером «аяксы», нижнюю границу саргаевского горизонта, соответственно, верхнюю - кыновского горизонта мы отбиваем по смене фаунистических комплексов.

2. Признаки несогласного, трансгрессивного налегания кыновских слоев на нижележащие верхне-живетские и докембрийские образования отмечаются на крайнем северо-западе РТ [4]. Нижняя граница кыновского горизонта проводится по

подошве «верхнего известняка». Верхняя граница отбивается по подошве пачки известняков, залегающих несколько выше подошвы электрического репера «аяксы».

3. Кыновские отложения в районе Кабык-Куперского поднятия развиты повсеместно, но отмечается резкое колебание толщин от 3 до 15-25 м. В скважине 667 кыновские отложения вскрыты толщиной 6,5 м, что подтверждается макрофаунистическим анализом. Известняки и аргиллиты зеленовато-серого цвета относятся к верхней части кыновского горизонта. Нижняя часть пород кыновского возраста отсутствует, а верхняя с размывом залегает на породах ардатовского горизонта. А вот в скважинах 40, 98, расположенных в том же районе кыновские отложения сокращенной мощности с размывом залегают на породах кристаллического фундамента. В скв. 667, кыновские породы подстилают прослой нефтенасыщенного песчаника ардатовского горизонта толщиной 1,7 м тонкозернистого, плотного за счет окварцевания выделений кальцитовых бляшек, желваков пирита. В изучаемой скважине также вскрыта пачка глинистых пород ярко-зеленого цвета, с прослоями алевролитов, известковистых и оолитовых сидерито-шамозитовых руд. Керн разбит тектонической трещиной под углом 60^0 , на сколе породы выделяются процессы хлоритизации и вкрапления калиево-полевых шпатов. Данная пачка является аналогом реперной пачки «фонарик» встречаемого на Южно-Татарском своде [2]. Подавляющее большинство морских железистых руд приурочено либо к началу крупных и длительных волн погружений, к эпохам трансгрессий, либо к концу, поэтому данная пачка пород, приуроченная к кровельной части воробьевских отложений, является разделом между воробьевским и ардатовским горизонтами. Песчаники воробьевского горизонта охарактеризованы в скважине 165 Привятской площади. В подошве его залегают галечно-гравийные породы, которые вверх по разрезу сменяются неравномерно зернистыми песчаниками очень светлыми неслоистыми. Обломочный материал, слагающий породу, не отсортирован. В составе обломков в основном кварц, встречаются зерна турмалина, кварцита, циркона, много чешуек мусковита, реже биотита, полевые шпаты. На песчаниках залегают алевролиты желтовато-светло-серые и зеленовато-серые, крупнозернистые, песчаные, неравномерно глинистые, плотные, неяснослоистые. Эта пачка алевролитов является аналогом нижней воробьевской песчаной пачки D_{IVb} . Воробьевские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Таким образом, микро-и-макрофаунистический анализ кернового материала, исследование литолого-петрографических особенностей пород позволили более детально и несколько по иному, чем ранее стратифицировать осадки терригенного девона в районе Северо-Запада Татарстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов В.И. Стратиграфия терригенной формации девона Волго-Камского края / В.И. Аверьянов // Вопросы геологии и нефтеносности Среднего Поволжья. – 1970. – Вып. II-III. – С. 14.
2. Зинатуллина И.П. Корреляция живецких отложений на юго-востоке Татарстана / И.П. Зинатуллина // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2016. – Т. 91. – Вып. 6. – С. 36-40.
3. Хисамов Р.С. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана / Р.С. Хисамов, Е.Д. Войтович, В.Б. Либерман, Н.С. Гатиатуллин. – Казань: Изд-во «Фэн», 2006. – 328 с.
4. Фортунатова Н.К. Строение девонского терригенного комплекса и положение границы среднего и верхнего девона на западе Татарстана / Н.К. Фортунатова, Е.Л. Зайцева, О.А. Карцева // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2013. – Т. 88. – Вып. 2. – С. 22-47.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ: МЕЛОВЫЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ КЛИНОФОРМНЫЕ СИСТЕМЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В.Н. Зинченко, Л.А. Дараган-Суцова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия

Данное исследование базируется на анализе каркаса из более чем 20-ти взаимоувязанных сейсмических профилей МОВ ОГТ различного разрешения с данными по зондам, охватывающих шельф, а также часть акватории в области поднятий, сопряженных с ними глубоко погруженных впадин и котловин: 13 профилей – длина косы 4,0 км; профили на шельфах и пр. А7 – 8,0 км; остальные – 0,6 км. Все они прошли стандартный современный граф обработки.

Модель строения осадочного чехла этого региона с выделением опорных сейсмических горизонтов (ОГ) и квазисинхронных сеймостратиграфических комплексов (КССК) и их возрастная привязка обоснована ранее в ряде публикаций как нами, так и исследователями ВНИИОкеангеология, МАГЭ, ДМНГ, «Роснефть» [2-4, 6] и существенно отличается от построений ряда других исследователей [1, 5]. Клиноформные образования ранее неоднократно упоминались [2-5, 7] и частично анализировались [5] в публикациях. Нами впервые проведено углубленное их исследование; некоторые его результаты изложены ниже.

В осадочном чехле региона нами выделяются три принципиально разных этапа развития клиноформных комплексов (секвенций), сменяющих друг друга во времени: аптско-позднемиоценовой – отвечающий КССК между ОГ BU и pCU; олигоцен-раннемиоценовый (UB – RU); позднемиоцен-четвертичный (RU – дно).

Клиноформные образования первого КССК развиты по южной периферии Амеразийского бассейна. Их формированию предшествовал этап накопления верхнеюрско-неокомских отложений (КССК JU – LCU и LCU – BU) в обстановках типа эпиконтинентального моря – от прибрежно-морских до глубокого шельфа (более 200 м). В апте, после образования глубокой Канадской котловины [7], произошло стремительное региональное погружение («обрушение») прилегающей к ней с запада территории. На современной суше ему отвечает пик орогенных движений в Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых областях (120-130 млн лет), а также омоложение рельефа в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. С этих высоких орогенов начался снос огромного количества терригенного материала, который образовал километровые толщи песчано-алевритово-глинистых полифациальных отложений на арктических прибрежных равнинах, на шельфах, их склонах и в подножии; маломощными шлейфами этот материал проникал в более глубокие акватории.

Клиноформные комплексы КССК BU – pCU мощностью до 7-7,5 км широко представлены в Северо-Чукотском прогибе [2, 3, 5], где они хорошо распознаются на ряде профилей (ES10z22_m, ES10z23_m, AR1401, Arc 2012_01 и 03). Достаточно надежно диагностируются сеймофации шельфа, клиноформы склона, удаленных от шельфа зон, реже – конусов выноса (фэнов) подножья. Внутреннюю структуру данного КССК представляют 11 крупных секвенций клиноформного строения, 7 из которых образуют нижнемиоценовую, а 4 – верхнемиоценовую толщи. Наблюдается последовательная проградация клиноформ от южного борта прогиба, где тогда первоначально находился внешний край шельфа, к северному – в сторону внутренних районов Амеразийского открытого морского бассейна: к концу раннего мела шельф находился на 250 км севернее его начального положения, а в

позднемеловое время шельф продвинулся максимум на 50-60 км. Глубину моря за пределами шельфа можно приближенно оценить по высоте клиноформ – разнице относительных отметок его бровки и подножия склона. Оказалось, что в начале формирования КССК ВU – рСУ (1-я – 3-я секвенции) этот показатель составлял около 1000 м, затем увеличился до 1500 м, однако в финале сократился до 800-900 м за счет масштабного поступления терригенного материала 7-й секвенции и примерно таким же оставался до конца мелового периода. В направлении открытых акваторий, где преобладали пелагические и контуритовые отложения, последние цифры должны, вероятно, увеличиваться и превышать, в среднем, 1000-1100 м; данные области и в кайнозое оставались глубокими морскими впадинами существенно недокомпенсированными осадками. Прослеживание отдельных клиноформных секвенций показывает, что поднятия Менделеева и Чукотское, хотя и были выражены в рельефе, но также находились на большой глубине.

Следующий этап амплитудного погружения охватил огромные территории арктических пространств, следствием чего явилось: региональное развитие клиноформных систем в составе КССК UB – RU, в том числе, в зоне перехода Лаптевоморский – Евразийский бассейны; резкое перемещение бровки шельфа в Северо-Чукотском бассейне к югу (ретроградация), где она заняла примерно то же положение, что и в апте. Для областей сноса этого времени характерна фаза горообразования (Б.В. и В.В. Спектор, 2008 г.), что привело на палеосуше к заметному увеличению в разрезах доли песчаных отложений. Анализ сейсмических волновых полей позволил выделить и проследить шесть секвенций клиноформного строения, которые, как и в меловом мегакомплексе, продвигались во времени в северном направлении; величина проградации составила 60-85 км или 3,5-4,0 м/тыс лет (для сравнения: в апт-альбское время – 10-12 м/тыс лет, в позднемеловое – 2,0-2,5 м/тыс лет). Близ границы внешнего шельфа к концу формирования КССК глубины акватории составляли ориентировочно более 900-1000 м; несколько меньшие значения реконструируются для Центрально-Арктических поднятий.

Перед началом формирования КССК RU – дно имело место резкое падение уровня моря большой амплитуды (вероятно, более 200 м) с полным осушением значительных участков шельфа, а затем столь же стремительное погружение региона под уровень моря, в результате чего на шельфах сохранились остатки не выровненного эрозионного рельефа ОГ RU. Начало этого этапа погружения фиксируется перемещением края палеошельфа в сторону суши, по отношению к подстилающей клиноформной секвенции, на расстояние от 10-15 до 30 км. В данном КССК выделено и прослежено 5 клиноформных комплексов; наиболее мощный из них, последний, вероятно плиоцен-четвертичный, коррелируется, скорее всего, с последними, самыми значимыми по амплитуде фазами горообразования. Как и в нижележащих сейсмокомплексах, наблюдается продвижение клиноформ в направлении открытой акватории, которое на разных участках составило от 15-20 до 60 км (1,5-4,0 м/тыс лет).

Из сказанного вытекают некоторые основные выводы:

- Формирование современного Арктического бассейна началось, вероятно, с Канадской котловины (в доаптское время); в аптско-позднемеловое время в резкое опускание были вовлечены акватории вплоть до поднятия Геофизиков и хр. Ломоносова, а в позднем палеогене первый импульс заметного погружения дна моря испытал и Евразийский бассейн.

- Выделенные три этапа проградации клиноформных комплексов указывают на неравномерное и прерывистое во времени погружение региона, связанное, вероятно, с существенными тектоно-эвстатическими и тектоническими событиями.

- Современная блоковая структура осадочного чехла Арктического бассейна оформилась, в основном, в новейшую фазу неотектонической истории региона,

которая началась приблизительно в середине миоцена.

– Широкое развитие клиноформных апт-кайнозойских систем является одним из благоприятных критериев оценки региона с позиций нефтегазоносности, так как с такими объектами часто связаны значительные запасы углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов В.А. Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк – океан / В.А. Виноградов, Ю.В. Горячев, Е.А. Гусев, О.И. Супруненко // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 63-78.
2. Дараган-Суцова Л.А. Геология и история формирования котловины Подводников Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л.А. Дараган-Суцова, Е.О. Петров, Н.Н. Соболев и др. // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 5-18.
3. Малышев Н.А. Роснефть: Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики / Н.А. Малышев, В.В. Обметко, А.А. Бородулин // Научно-технический вестник ОАО «Роснефть». – 2010. – № 1. – С. 20-28.
4. Поселов В.А. Сейсмостратиграфия осадочного бассейна котловины Подводников и Северо-Чукотского прогиба / В.А. Поселов, В.В. Буценко, С.М. Жолондз и др. // ДАН. – 2017. – Т. 474. – № 5. – С. 621-624.
5. Фрейман С.И. Кайнозойские клиноформные комплексы и палеогеография Северо-Чукотского бассейна / С.И. Фрейман, А.М. Никишин, Е.И. Петров, Х. Посаментьер // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. – М.: ГЕОС, 2017. – Т. 2. – С. 261-265.
6. Daragan-Sushchova L. On the Problem of Stratigraphic Assignment of the Key Seismic Horizons on the East-Arctic Shelf and in the Area of Central Arctic Uplifts / L. Daragan-Sushchova, L. Grinko, N. Petrovskaya, Y. Daragan-Sushchov // American Journal of Geosciences. – 2015. – V. 5 (1). – P. 1-11.
7. Nikishin A.M. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: connection of geological history and dynamics / A.M. Nikishin, E.I. Petrov, N.A. Malyshev, V.P. Ershova // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 1. – С. 11-43.

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Н.Н. Зинчук

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

Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев представляют собой породы в различной степени измененные постмагматическими и гипергенными (верхние части) процессами. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными породообразующими компонентами, слагающими основную массу пород. Реальный облик кимберлитов в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований. Исследованные кимберлиты претерпели в процессе становления диатрем неоднократные изменения. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок имеет индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. Обычно более десяти процентов таких измененных породы сложена карбонатами (из ксенолитов и новообразованными), а также такими минералами, как халцедон, брусит и др., выступающими на отдельных участках. Эти минералы являются главными компонентами серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации – основных процессов постмагматических преобразований кимберлитовых пород, которые развиваются в каждой диатреме индивидуально, что вызвано различиями процессов привноса-выноса основных породообразующих оксидов. Отмеченная неравномерность распределения вторичных минералов в диатремах объясняется спецификой псевдоморфного замещения минералов. Закономерные изменения обычно связаны с выветриванием или влиянием на состав кимберлитов вмещающих диатрему пород. При *серпентинизации* кимберлитов наблюдается псевдоморфное и непсевдоморфное замещение слагающих их минералов. при повторной переработке кимберлитовых пород. В кимберлитах установлены такие разновидности серпентина, как лизардит и хризотил, кристаллизующиеся в разных физико-химических условиях. В кимберлитовых породах флогопит относится к одному из наиболее распространенных минералов, где он представлен в основном позднемагматической и постмагматической генерациями. В большинстве изученных диатрем флогопит является довольно постоянным минералом, большая часть которого в основной массе хлоритизирована, что происходило в условиях слабого водообмена и восстановительной среды с избытком Mg^{2+} . Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород СП показывает разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации, но не раскрывают всех особенностей их, связанных с образованием серпентинов и флогопитов. Последние относятся к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), имеющих слоистую структуру, способную отражать условия их образования и позволяет использовать их и для анализа постмагматического преобразования кимберлитовых пород.

Для получения более полных сведений о составе основной массы пород в кимберлитах различных глубин проведено сравнение прожилковой минерализации и преобладающих вторичных минералов основной массы этих же разрезов. Обобщая результаты комплексного изучения новообразований на глубину некоторых трубок, можно отметить, что вторичные минералы ведут себя по-разному. В одних случаях (трубка Удачная) пока не установлены четкие закономерности смены ассоциаций как породообразующих компонентов, так и минералов-примесей. Однако установлена

неравномерность серпентинизации оливина, связанная в основном с чередованием в разрезах блоков пород с различной трещиноватостью. Это привело к слабому замещению реликтовых минералов в одних блоках и более интенсивной их серпентинизации – в других. Образование блоков плотных кимберлитов нередко связано с процессами наложенной карбонатизации пород. В других случаях (трубки Сытыканская, Мир и др.) установлены довольно четкие закономерности в распределении как пороодообразующих новообразований основной массы пород, так и прожилковой гидротермальной минерализации. Это позволяет использовать отмеченные закономерности в распределении минералов-новообразований для типизации кимберлитовых пород. Несмотря на неравномерное в целом распределение ряда вторичных минералов (как по литорали, так и по вертикали трубок), намечаются некоторые закономерности в их размещении, т.е. возникает возможность выделения определенных зон. Эта зональность возникла в результате постмагматического преобразования исходных пород и является продуктом минералообразующих процессов, которые могли быть не синхронны по времени и протекали в различных физико-химических условиях, вследствие чего более поздние этапы вторичного минералообразования наложались на проявления более ранних. Доступная для исследований часть кимберлитовых диатрем Сибирской платформы претерпела в процессе своего формирования неоднократные изменения. В зависимости от конкретных условий минералообразования закономерности распределения вторичных минералов на различных стадиях формирования трубок были разными и определялись несколькими факторами, главными среди которых являются: геологическое строение кимберлитовых тел, состав кимберлитов и вмещающих их пород, гидродинамические и климатические условия районов развития кимберлитового магматизма и степень проникновения глубинных эманаций. В результате комплексного изучения основной массы каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых является преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в основной массе кимберлитовых пород. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей (кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита и хризотила). Существуют отличия в составе основной массы и вторичных минералов кимберлитов не только в разных трубках, но и в плане их отдельных тел и даже блоков. Охарактеризованы наиболее распространенные в кимберлитовых породах ассоциации новообразований, состоящие из двух и более минералов, большинство из которых являются парагенетическими, что позволило решить некоторые вопросы их постмагматического преобразования. Важными результатами проведенных исследований являются рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозионного среза диатрем и определения возможностей образования в прилегающих к трубкам территориям алмазоносных россыпей.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ АССОЦИАЦИЙ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Н.Н. Зинчук

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

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса в каждом из них характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями. Для использования аллотигенных глинистых минералов в формационном анализе в каждой из выделяемых в осадочном чехле земной коры четырех зон, типоморфное значение имеют и аутигенные глинистые минералы, природа которых определяется гидрогеохимическим характером и термобарическими параметрами среды минералообразования. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями. Важнейшей предпосылкой объективного использования результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры (и в отложениях отдельных осадочных формаций) являются не только палеотектонические и палеоклиматические факторы, определяющие закономерности накопления отложений отдельных формаций, но и исследование достаточно мощных, характерных для каждой формации толщ с необходимым количеством изучаемых объектов, включая и дублирующее число образцов в отдельных частях разрезов. Интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и туфогенных образований корвунчанской свиты (T_1) и их последующий размыв привели к формированию континентальных и прибрежно-морских осадочных толщ, среди которых выделяются: иреляхская (T_3-J_{1ir}) и укугутская (J_{1uk}) свиты, а также плинсбахский (J_{1p}) и тоарский (J_{1t}) ярусы. Глинистой составляющей, выделенной из всех типов пород *иреляхской* и *укугутской* свит Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР) свойствен полиминеральный состав (преимущественно аллотигенные разновидности монтмориллонита, гидрослюда, каолинита, метагаллуазита и хлорита, небольшая примесь вермикулита, серпентина, неупорядоченных диоктаэдрических монтмориллонит-гидрослюдистых и триоктаэдрических вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований). Яруса. Особенности глинистых минералов в *отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* связаны с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассматриваемых формаций, эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций, чтобы не завышать степени катагенетического изменения содержащих их отложений. Кроме аллотигенных глинистых минералов, приуроченных к терригенно-аллотигенным прослоям, большое значение в разрезах отложений этих формаций (особенно в собственно карбонатной) имеет устойчивость в осадочном чехле земной коры слоисто-цепочечных Mg-силикатов.

На примере изучения отложений различных формаций показано, что глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены несовершенными в структурном отношении разновидностями. Значительные дефекты связаны с тем, что в пластовых водах и поровых растворах при литогенезе сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящий к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП. Продукты переотложения древних КВ в мезозойских отложениях МБАР наиболее четко фиксируются по составу аллотигенных глинистых слоистых минералов и особенностями концентрации некоторых малых элементов. Так, для отложений иреляхской свиты, сформированных в условиях низменной аллювиальной равнины характерно преобладание монтмориллонита, ассоциирующего с вермикулит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями. В глинистой составляющей двух других ландшафтных зон (озерной и озерно-болотной, а также денудационно-аккумулятивной равнины) преобладает каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$. Все эти особенности связаны со значительно большей обогащенностью иреляхских отложений низменной аллювиальной равнины продуктами переотложения более древних отложений, в то время как в двух других ландшафтных зонах обычно резко преобладает материал переотложения выветрелых терригенно-карбонатных пород, траппов и кимберлитов. Для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения древних КВ, обусловленные развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащенных чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. Здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных (озерно-болотных) фаций. В домерское время находящиеся в рассматриваемой зоне продукты КВ и отложения, обогащенные ими, подверглись абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия КВ или их полного размыва.

ЛИТОГЕНЕЗ ОБЩЕРАСПРОСТРАНЁННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРМСКОГО КРАЯ)

Р.Г. Ибламинов, А.К. Алванян

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Общераспространенные полезные ископаемые – это наиболее часто встречающиеся на поверхности земли или на незначительной глубине горные породы и осадки, используемые главным образом в строительстве и сельском хозяйстве [2]. Литогенные месторождения таких полезных ископаемых включают две генетические группы: выветривания и осадочную.

В современных климатических условиях Пермского края в северных территориях преобладает обломочный профиль коры выветривания, а гидрослюдистый и переходный каолинит-гидрослюдистый – в южных.

В обломочной зоне в полосе распространения конгломератов и песчаников верхнего отдела пермской системы кора выветривания представлена линзами галечников и песков. Там, где коренные породы представлены аргиллитами, образуются месторождения глин. К полосе распространения карбонатных пород верхней части среднего (биармийского) отдела пермской системы на северо-западе края приурочены коры выветривания, содержащие залежи известняковой муки. На юге края, там, где распространены доломиты, в коре выветривания присутствует доломитовая мука (Больше-Сарсинское месторождение) [3].

В гидрослюдистой зоне находятся месторождения глин и гипса. В нижней части разреза глинистых кор присутствует дресвяно-щебенистый материал. Выше располагается сероцветная песчанистая глина гидрослюдистой зоны, а над ней – коричневая слабо песчанистая мелкоалевритовая глина каолинит-гидрослюдистой зоны. Последняя используется в качестве сырья для производства кирпича. В продуктивной толще с глубиной по данным рентгенофазового и микрозондового анализов уменьшается содержание глинистых минералов, таких как монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит, и увеличивается содержание кварца, полевых шпатов, плагиоклазов и карбонатов.

Месторождения гипса формируются в корах выветривания ангидритовых пород в связи с процессами гидратации в зоне активного водообмена, приуроченной к речным врезам [1].

Кора выветривания каолинитового профиля встречается в мезозойских толщах. Месторождения каолинитовых глин тяготеют к надрудной пачке средней юры на западе региона [3].

Среди инфильтрационных к общераспространённым относятся месторождения известковых туфов, образование которых связано с изменением температуры жидкой фазы как среды минералообразования. Они используются как минеральные удобрения для известкования почв (Кишертское месторождение).

Большая часть осадочных пород пермской системы сформировалась в условиях периколлизионного режима Русской плиты и коллизионного режима Уральской складчатой области, где месторождения контролируются молассовой формацией. Практическое значение имеют залежи терригенных осадков. Они включают седиментогенетический и диакатагенетический подклассы. К первому подклассу относят современные месторождения глин, песка, гравия, песчано-гравийных материалов. По условиям образования они могут быть делювиальными, аллювиальными, озерными, ледниковыми. Диакатагенетический подкласс представлен залежами сцементированных пород: аргиллитов, песчаников, конгломератов. Вовлечение залежей терригенных пород в эксплуатацию

определяется географо-экономическими условиями. К техногенным месторождениям отнесены песчано-гравийные отложения, вмещающие россыпи, а также отходы обогащения (хвосты).

Полезные ископаемые, относящиеся к осадкам из истинных растворов, образуются преимущественно в результате выпадения в осадок на поверхности Земли вещества из ионно-молекулярных водных растворов. Седиментогенетический ряд месторождений – осадков из истинных растворов представлен современными озёрными отложениями известняка (гажи), формирующимися в континентальных условиях современного умеренного гумидного климата [4]. Диагенетический ряд включает месторождения ископаемых залежей карбонатов, сульфатов и солей эвапоритовой формации. Среди месторождений класса разрабатываются месторождения хемогенных известняков: Гора Матюковая и Даниловское; доломитов: Белый Камень и Больше-Сарсинское; ангидритов: Соколино-Саркаевское и др.

Месторождения механохимических осадков – мергелей, образовались в позднебиармийский век пермского периода. Они (Кайсаровское, Москвинское, Отевское месторождения) используются как агросырьё.

Среди биогенных как общераспространённые полезные ископаемые рассматриваются месторождения сапропеля, торфа и органогенных известняков. Седиментогенетический ряд включает фитогенный сапропель, который встречается на ряде торфяных месторождений. К диагенетическому ряду относят месторождения торфа (Большое Камское) и органогенных известняков (Шарашинское).

В формировании месторождений торфа выделяют 4 стадии. В течение 1-й стадии слой сапропеля покрывает озеро. На 2-й стадии начинается образование торфа в береговой зоне. 3-я стадия характеризуется зарастанием озера древесными растениями. На 4-й стадии озеро превращается в болото, где происходят ранние диагенетические процессы образования торфа.

Органогенные известняки, разрабатываемые на территории края, имеют каменноугольный и пермский возраст. В своём образовании они претерпели 2 стадии: стадию седиментогенеза и стадию последующего диагенеза. Породы выходят на поверхность на западном склоне Урала в Предуральской и Западно-Уральской зонах.

Таким образом, в Пермском крае распространены остаточные и инфильтрационные месторождения выветривания и осадочные месторождения всех трёх генетических классов: механического, химического и биохимического.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даровских Н.А. Геология и поиски месторождений поделочного гипса / Н.А. Даровских, А.И. Кудряшов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. – 161 с.
2. Ибламинов Р.Г. Региональная минерагения общераспространённых полезных ископаемых (на примере Пермского края): монография / Р.Г. Ибламинов, А.К. Алванян. – Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2018. – 120 с.
3. Ибламинов Р.Г. Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа / Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев. – Кудымкар: Коми-Пермяцкое кн. изд-во, 1995. – 136 с.
4. Петрова Л.И. Агрокарбонаты Пермской области / Л.И. Петрова, В.К. Кокаровцев. – Пермь: Перм. политехн. ин-т, 1990. – 150 с.

СТРОЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШУРМАКСКОЙ СВИТЫ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ САНГИЛЕНСКОГО НАГОРЬЯ, ТУВА

А.В. Иванов

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

В юго-восточной части Сангиленского нагорья Тувы в кембрии широко развиты осадочные комплексы с преобладанием в их разрезе конгломератов. Наши исследования направлены на изучение особенностей строения и состава грубообломочных пород шурмакской свиты. Базальных горизонтов на изучаемой территории не выявлено. Таким образом, достоверно установить, её налегание на более древние породы не представляется возможным.

Наиболее полный разрез представлен по реке Шурмак. Там, в нижней части разреза широко распространены конглобрекции с хлоритовым матриксом. В обломочной части преобладают вытянутые линзообразные, часто не окатанные, обломки лиловых и зеленых аргиллитов, по длинной оси эти обломки могут достигать 15 см. Реже встречаются не окатанные обломки лиловых кремнистых пород. Более мелкие обломки часто представлены белым кварцем, матрикс в этих грубозернистых породах, имеет вулканомиктовую природу и представлен смесью полевых шпатов и хлорита. Обломки разноразмерны от десятков сантиметров до первых миллиметров. Наблюдается ориентация обломков в одном направлении, но следов слоистости не отмечено. В переслаивании с этими грубозернистыми породами находятся горизонты зелено-серых песчаников в ассоциации с вулканитами среднего и основного состава. Для песчаников характерна горизонтальная слоистость. Следует отметить, что выше по разрезу в конглобрекциях наблюдаются фрагменты базальтов, которые имеют не ясные очертания. С одной стороны в обломках наблюдаются окатанные литокласты кремнистых пород и вулканитов, с другой стороны обломки базальтов имеют неизометричные формы и однозначно не претерпели вторичных изменений формы обломков при транспортировке в бассейн седиментации. Наиболее вероятно, что они попали в осадок в результате вулканической деятельности, при излиянии базальтовых магм. Это наблюдение хорошо согласуется с переслаиванием в разрезе конглобрекций и андезибазальтов.

Выше по разрезу в зелёном матриксе начинают появляться крупные окатанные обломки гранитов и пород основного состава, обломки кремнистых пород и кварца в составе грубозернистых пород, практически не встречаются. В значительном количестве присутствуют обломки валунной размерности. Далее по разрезу увеличивается количество обломков в конгломератах. Наблюдаются обломки гранитов, вулканитов кислого и основного состава, кремнистых пород и аргиллитов. Основная часть обломков окатанная. При этом следует отметить, разноразмерность обломочного материала и отсутствие его сортировки. В средней части разреза были обнаружены несколько горизонтов туфов, которые представлены обломками песчанной размерности в глинистом матриксе.

Так же шурмакская свита была изучена в отдаленном разрезе левобережья реки Тес-Хем. Здесь конгломераты не имеют отличий в составе обломочного материала от конгломератов, которые были изучены нами по реке Шурмак. Следует отметить что в обломочной части этих пород увеличивается доля красных и сереневых кварцитов, обломки этих пород имеют размерность от валунов, до гравийной размерности. При этом наблюдается отличие их в структурных особенностях, таких как слоистость, обусловленная сортировкой материала. Таким

образом можно заключить, что шурмакская свита представлена в основном конгломератами полимиктового состава, который не меняется на протяжении всего времени осадконакопления.

Матрикс конгломератов и конглобрекчий повсеместно имеет одинаковый хлорит-полевошпатовый состав песчанной размерности. Полевые шпаты часто имеют табличитую форму зерен. По своему составу матрикс однотипен с прослоями андезитовых туфов в разрезе шурмакской свиты. Это указывает на его вулканомиктовую природу.

Возраст отложений шурмакской свиты определен нами на основе U-Pb датирования цирконов из туфов средней части разреза. Возраст цирконов из этих пород определен в интервале 495-505 млн лет на основе их U-Pb датирования методом LA-ICP-MS (ГЕОХИ РАН) и отражает возраст накопления осадочно-вулканогенной толщи шурмакской свиты. О туфогенной природе матрикса конгломератов так же свидетельствуют данные о возрасте обломочных цирконов в их составе. Наиболее представительная популяция имеет аналогичный с туфами возраст на рубеже 500 млн лет. Кроме этого представительной является популяция цирконов с возрастом 800 млн лет. Единичные зерна имеют палеопротерозойский возраст. Аналогичное распределение возраста популяций цирконов имеют туфопесчаники из нижней части разреза.

Проведенные исследования позволили установить вулканомиктовую природу образования шурмакской свиты, в том числе, ее конгломератового горизонта. Проявление вулканизма происходило синхронно с образованием пород этой свиты на рубеже 500 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, гранты 18-05-00604, 18-35-0025 и в рамках выполнения задания по базовому проекту ИГМ СО РАН.

ФАЦИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИГЕННОГО ВЕНДА НЕПСКОГО СВОДА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Н.А. Иванова¹, В.В. Пустыльникова¹, Н.С. Сентякова¹, А.В. Липянина¹,
В.С. Воробьев²

¹АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия

²ООО «Газпромнефть-Ангара», Санкт-Петербург, Россия

Реконструкциям условий формирования нижневендских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы посвящены многочисленные работы А.С. Анциферова, Т.К. Баженовой, Т.И. Гуровой, А.Н. Дмитриевского, Л.И. Килиной, В.Н. Киркинской, Н.В. Мельникова, О.В. Постниковой, Р.С. Рояк, Л.С. Черновой, Г.Г. Шемина и мн. др. В разное время генезис данных отложений, в особенности базальных горизонтов, рассматривался в широком диапазоне фаций от делювиально-пролювиальных и аллювиальных, до дельтовых, прибрежно-морских и даже флювиогляциальных. Несмотря на значительный объём проведенных исследований, остается целый ряд вопросов, связанных с установлением не только генезиса отложений, но и с восстановлением сложного, многостадийного и разнонаправленного их изменения, что обусловило в них неоднородность коллекторских свойств. В большинстве случаев терригенные отложения непской свиты на территории исследования рассматривались в качестве аккумулятивных тел аллювиально-пролювиального генезиса (временных и постоянных водотоков), тел дельтового и прибрежно-морского комплексов с постепенной «вторичной» их цементацией в процессе последующих стадий эпигенеза, где преимущественная роль отводилась стадиям катагенеза и метагенеза, а также влиянию внестадийных процессов, таким как: трапповый магматизм, гидротермальная деятельность, флюидодинамические процессы, связанные с разломной тектоникой, гравитационное опускание рассолов и др.

Авторы данной работы, проведя детальное изучение закономерностей состава, строения и распространения отложений терригенного венда, а также изучения пород фундамента и коры выветривания в пределах Верхнечонского, Игнялинского, Вакунайского и Тымпучиканского лицензионных участков (ЛУ), пришли к выводу о накоплении данных отложений в условиях аридного климата [1], что необходимо учитывать при фациальном анализе. Также, при реконструкции условий формирования базальных горизонтов, в связи с получением новых литологических данных, а именно - фиксированием в основании разрезов пластов ангидрита (до 10-40 см), прослоев гравийно-галечных конгломератов на базальном ангидритовом цементе, появилось основание для выделения новой фации среди указанного выше комплекса - *фации соленых самосадочных (сульфатных) озер*. Это локальные озера - депрессии, (пойменные озера) проточного или бессточного типа, связанные с временными, либо постоянными, водотоками дренирующими кору выветривания. В результате редких пустынных ливней образуются временные озера, бассейновая седиментация в которых отличается бедностью форм и сводится к *садке обломочных частиц, карбоната кальция или гипса*, по мере того, как происходит быстрое высыхание «большой дождевой лужи» [2]. В данном случае отмечается сочетание терригенной седиментации и хемогенной эвапоритовой. Последнее предположение прекрасно проявлено не только в базальных, но и в вышележащих горизонтах, но уже в виде раннедиагенетической цементации, что предлагается рассматривать не как «вторичное минералообразование», а синседиментационно-диагенетическое.

В общем же случае для разреза терригенного венда Непского свода авторская фациальная модель включает следующие этапы и условия образования отложений.

На начало непского времени на большей части территории исследования, в том числе Игналинского ЛУ, существовала денудационная суша, представляющая собой слаборасчлененный горный массив, сложенный породами гранитного ряда, с пологим уклоном ($2-3^{\circ}$) в юго-восточном направлении и отдельно стоящими останцами коренных пород. Наиболее ранние - базальные отложения пласта B_{13} сначала накапливались только в юго-восточной части территории исследования в континентальных обстановках аридного климата (пролювиально-аллювиальные конусы выноса) постепенно со временем проградируя в северо-западном направлении. В средней части пласта B_{13} отмечается закономерная смена гравийно-галечных и галечно-гравийных фаций сплетенных рек, на гравийно-песчаные фации извилистых рек. В средненепское время, на фоне наступающей с юго-востока морской трансгрессии, на большей части территории установились прибрежно-морские обстановки с обширной приливно-отливной равниной - происходило формирование баровых тел верхней части пласта B_{13} и глинисто-алевритовой перемычки над ним. В рамках последней толщи, на начальном этапе кратковременной регрессии моря, развивались дельтовые и баровые системы (локально распространенный пласт B_{12}). Горизонт B_{12} представлен алевро-песчаными фациями баров и каналов приливно-отливной равнины и фациями дельтового комплекса, в его отложениях часто отмечаются включения глауконита. В позднепепское время на максимуме регрессии, активизировались источники сноса и в северо-, северо-западной части территории возобновился континентальный режим (где горизонт B_{10} представлен гравийно-песчаными фациями извилистых рек, в юго-восточном направлении сменяющимися на песчаные фации приливно-отливных дельтовых рукавов и каналов течений), а в остальной части территории продолжала существовать приливно-отливная равнина. В последующую трансгрессию, на границе позднепепского и раннетирского времени, вся территория представляла собой мелководную приливно-отливную равнину, участками лагуну и терригенную себху, с глинисто-алевритовыми осадками и сульфатно-карбонатными включениями в них. Изредка в описываемой толще отмечаются песчаные осадки приливно-отливных каналов или отмелей (пласты B_{10-1} или B_5).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пустыльников В.В. Фундамент и кора выветривания в пределах Чонской группы месторождений / В.В. Пустыльников, Н.С. Сентякова, Н.А. Иванова, В.С. Воробьев // ГеоБайкал-18: тезисы конференции EAGE, 2018. – У0101-10.
2. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1. – 212 с.

ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТОВЫХ ЗЕРЕН В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ, ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Т.А. Ивановская, А.Р. Гептнер, Е.В. Щепетова, Л.П. Барышникова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

На северо-западном склоне Оленекского поднятия в терригенно-карбонатных породах верхней части кессюсинской серии нижнего кембрия (в кровле маттайской свиты и в нижней части чускунской свиты), а также в основании эркекетской свиты широко развит глауконит. По палеонтологическим данным [2], изученные породы относятся к томмотскому ярусу нижнего кембрия. Образцы отбирались в трех разрезах (р.р. Хорбусуонка (1), Оленек (2) и бассейн р. Оленек (3)). В двух первых разрезах, мощностью 13-15 м, среди карбонатных пород с различным содержанием терригенной примеси наиболее широко развиты обломочно-оолитовые известняки с глауконитом, реже встречаются биогенно-детритовые и глинистые известняки, а также известняковые конгломераты с глауконитом. Спорадически встречаются доломитизированные известняки. Основные типы терригенных пород – гравелиты и гравелистые песчаники с известковой примесью, известковистые глауконитовые песчаники с мозаичным карбонатным цементом, мелкозернистые песчаники и алевролиты с многочисленными рудными прослойками (ильменит, рутил и др.) и/или с глинистой примесью. Глинистый материал в литологически различных образцах представлен смесью слюдистых минералов и хлорита. Конформно-регенерационные структуры в песчаниках и состав ассоциации глинистых минералов свидетельствуют о вторичных преобразованиях пород, достигших стадии глубинного катагенеза. Несмотря на это, терригенно-карбонатные породы часто сохраняют седиментационную слоистость различного масштаба (от грубой до тонкой, включая тонкую ламинацию и микропереслаивание) – горизонтальную, волнистую, косую, косо-волнистую. Слоистость обусловлена неравномерным распределением терригенного материала, подчеркнута различиями в размерности терригенных зерен, колебаниями соотношения и состава карбонатных, глинистых и рудных минералов. Пирит в породах встречается в рассеянном состоянии: в виде фрамбоидов, кубических микрокристалликов и их скоплений, а также образует микровключения внутри глауконитовых зерен. Иногда наблюдается интенсивное замещение глауконита пиритом с образованием практически полных псевдоморфоз. Гематит широко развит в исследуемых породах, крупные кристаллы этого минерала нередко замещают глауконитовые зерна. В породах основания эркекетской свиты часто встречается гетит, который также может замещать глауконит, зерна последнего на этом стратиграфическом уровне имеют явные признаки древнего экзогенного выветривания. В отдельных прослоях терригенных и карбонатных пород присутствует апатит, который образует тонкие (2–10 мкм) прерывистые каемки вокруг терригенных зерен кварца, ильменита и других минералов, а также замещает глауконитовые зерна и кальцит. В известняках эркекетской свиты рассеян тонкодисперсный апатит, образующий микроагрегаты различной морфологии.

Глауконит представлен зернами глобулярной и неправильной формы, в том числе угловатыми и полуугловатыми, размерностью в среднем от 0.1 до 1.0 мм и характеризуется зеленой окраской различной интенсивности. Зерна сложены смешанослойными слюда-сметтит образованиями (10-20% разбухающих слоев), в которых слюдистые минералы образуют ряд от глауконита до Al-глауконита (степень алюминиевости $K_{Al} = {}^{VI}Al / ({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al)$ равна 0.11–0.47 и 0.60, соответственно). Параметр элементарной ячейки b слюдистых минералов колеблется от 9.0 до 9.12 Å.

В исследованных породах преобладают аллотигенные глауконитовые зерна (перемытые и сгруженные на месте и/или перемещенные из соседних фациальных зон палеобассейна), в то время как крупные аутигенные глобулы (до 1.0-1.8 мм), размерность которых существенно превышает терригенные обломки, играют подчиненную роль и встречаются только на отдельных уровнях изученных разрезов. Перечисленные признаки позволяют обсудить условия накопления и последующие преобразования глауконитовых зерен.

В спокойных гидродинамических условиях, при низкой скорости поступления терригенного материала в исследуемую часть палеобассейна, в присутствии свежего реакционноспособного органического вещества, в верхнем слое захороняющихся осадков устанавливались субоксидно-дизоксидные геохимические обстановки раннего диагенеза, и происходило аутигенное глауконитообразование. Подобные периоды чередовались с эпизодами повышенной гидродинамической активности водной среды, что приводило к взмучиванию и перемыву глауконитосодержащих осадков, концентрации глауконитовых зерен на месте или их перемещению и сгружению в пониженные участки морского дна. В некоторых случаях, когда извлеченные из первичных осадков глауконитовые зерна разнообразной формы, в том числе глобулярные, длительное время находились на поверхности осадка и контактировали с теплыми, насыщенными карбонатом кальция подвижными морскими водами, это приводило к образованию карбонатных оолитов, ядрами которых нередко служил глауконит. Впоследствии, после захоронения этих компонентов, в зоне диагенеза вновь возникали условия для формирования аутигенных глауконитовых глобуль, которые соседствовали с аллотигенными разностями.

Подобные обстановки осадконакопления, согласно [1], на фациальном профиле морского побережья находились близко к предфронтальной зоне пляжа (зоне волнения) или соответствовали переходным обстановкам, которые располагались несколько ниже базиса воздействия морских волн, в основном со спокойными гидродинамическими условиями. Однако эти условия периодически нарушались, вероятно, в результате кратковременных штормовых событий, сопровождавшихся размывом верхних слоев осадка и переотложением (на месте или при незначительной транспортировке) наиболее крупных его компонентов.

Среди вторичных изменений, которым подверглись аллотигенные и аутигенные глауконитовые зерна на разных стадиях литогенеза, наиболее интенсивно проявлены кальцитизация, фосфатизация и ожелезнение, локально развивалась пиритизация глобуль, замещение Fe-доломитом, хлоритом, кварцем и глинистыми минералами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00254).

ЛИТЕРАТУРА

1. Обстановки осадконакопления и фации / под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.
2. Nagovitsin K.E. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform / K.E. Nagovitsin, V.I. Rogov, V.V. Marusin et al // Precambrian Research. – 2015. – V. 270. – P. 226-245.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕВЕНДСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.Д. Изъюров

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

На северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) одним из перспективных нефтегазоносных объектов являются продуктивные отложения нижнего венда, выделяющиеся в разрезах Чаяндинского, Среднеботуобинского и Джункунского месторождений. Несмотря на значительные объемы проведенных ранее исследований, остаются проблемы, связанные с реконструкцией непско-тирского палеобассейна, высокими отличиями в стратиграфическом объеме и мощностях отложений, а также неравномерной разбуренностью территории. В связи с этим выявление структурно-вещественных характеристик и особенностей условий формирования нижневендских терригенных отложений северо-восточной части НБА являются крайне актуальными.

В геологическом строении рассматриваемого района принимают участие породы архей-протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В пределах нижневендских терригенных отложений выделяются талахский, хамакинский и ботуобинский продуктивные горизонты на юге изучаемой территории, а также улаханский и ботуобинский на севере.

В процессе исследования был обработан керновый материал по ряду скважин. Было выявлено, что талахский продуктивный горизонт преимущественно слагают конгломератовая, гравийно-песчаная и песчаная породные ассоциации (ПА). Конгломератовая ПА характеризуется низкой степенью сортировки и разной степенью окатанности обломочного материала, неяснослоистыми, массивными текстурами. Гравийно-песчаная ПА характеризуется частым переслаиванием гравийного и песчаного материалов, низкой степенью сортировки, средней степенью окатанности. Текстурами наклоннослоистыми, прерывистослоистыми, срезания слойков, пятнистыми. Песчаная ПА включает в себя песчаники разной степени зернистости, с разными морфометрическими характеристиками. Песчаная ПА подразделяется на 2 типа: 1 – первый с преимущественно косослоистыми и наклоннослоистыми текстурами, 2 – второй с активным развитием пятнистых текстур за счет повышенной сульфатизации отложений. Талахский продуктивный горизонт имеет проградационное строение, при котором конгломератовая ПА вверх по разрезу сменяется на гравийно-песчаную и песчаную.

Хамакинский продуктивный горизонт преимущественно слагают песчаная и гравийно-песчано-глинистая ПА. Песчаная ПА представлена песчаниками разной степени зернистости, преимущественно кварцевого состава с пологоволнистослоистыми и прерывистыми текстурами. Гравийно-песчано-глинистая ПА характеризуется частым чередованием гравийно-песчаных и глинистых прослоев с резкими контактами, слоистыми и экстракластовыми текстурами. Хамакинский продуктивный горизонт имеет регрессивное строение, при котором песчаная ПА вверх по разрезу сменяется на гравийно-песчано-глинистую с экстракластовыми текстурами.

Ботуобинский продуктивный горизонт преимущественно слагают песчаная и песчано-алевритовая ПА. Песчаная ПА представлена кварцевыми песчаниками с массивными слабоволнистослоистыми текстурами. Отмечаются текстуры качения и волнения. Песчано-алевритовая ПА характеризуется частым переслаиванием

песчаного и алевроитового материалов, а также тонких глинистых прослоек, низкой степенью сортировки, средней окатанностью обломков. Отмечаются текстуры горизонтальнослоистые, пологоволнистослоистые. Ботубинский продуктивный горизонт имеет трансгрессивное строение, при котором песчаная ПА вверх по разрезу сменяется на карбонатные отложения тирской свиты.

По результатам проведенного циклостратиграфического анализа было выявлено, что в разрезе нижневендских отложений выделяются четыре крупных седиментационных циклита. Нижние два циклита отражают проградационное строение разреза, где относительно более грубозернистые разности сменяются алевро-аргиллитами и доломитами. Третий циклит имеет реградационное строение, где доломиты вверх по разрезу сменяются алевролитами и песчаниками. Четвертый циклит является проградационным. В нем вверх по разрезу мелкозернистые песчаники плавно сменяются доломитами. При этом в целом отмечается общая трансгрессивная направленность.

Первый и второй циклиты отражают переход континентальных условий осадконакопления к обстановкам прибрежной равнины, периодически затапливаемой морем, а именно отложения временных потоков и конусов выноса аллювиально-дельтовой равнины, перекрывающиеся отложениями крайнего мелководья. Наступление вендского моря на территорию северо-восточного склона НБА носило спорадический характер, о чем свидетельствуют третий циклит реградационного строения. Четвертый циклит имеет явное трансгрессивное строение. Песчаники, залегающие в основании циклита, представляют собой отложения барового тела, сформированного в мелководной части шельфа. Когда привнос терригенного материала закончился или ограничился, в мелководном бассейне начали формироваться карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения, отражающие высокое стояние вендского моря.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.С. Изъюрова

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

К базальным отложениям венда Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) приурочены значительные ресурсы углеводородов (УВ). В связи с отсутствием традиционных структурных ловушек и ведущей ролью литологического фактора в размещении залежей УВ, освоение выявленных запасов УВ, в первую очередь, определяется фациальной изменчивостью отложений. В связи с этим особую актуальность приобретает фациально-палеогеографические реконструкции и исследования структурно-вещественных характеристик отложений нижнего венда. Реконструкциям условий формирования нижневендских отложений юга Сибирской платформы посвящены работы А.С. Анциферова, Э.А. Базанова, Н.Н. Белозеровой, Д.К. Горнштейна, Т.И. Гуровой, С.М. Данилкина, Т.Н. Дергачевой, Ю.К. Дзевановского, А.О. Ефимова, М.А. Жаркова, А.П. Железновой, К.В. Зверева, Л.Н. Илюхина, Б.М. Келлера, Л.И. Килиной, В.Н. Киркинской, А.А. Кульковой, Г.В. Лебедева, Н.В. Мельникова, М.А. Минаевой, Я.К. В.Г. Постникова, О.В. Постниковой, С.И. Сирык, Б.С. Соколова, Л.Н. Фомичевой, Г.С. Фрадкина, Э. Хеллема, А.Я. Хлебникова, В.В. Хоментовского Г.В. Холмовой, Г.А. Хохлова, А.В. Царева, Л.С. Черновой, Э.И. Чечеля, Г.Г. Шемина, Т.Н. Яковенко и др. В изложенных работах генезис этих отложений рассматривался как аллювиальный, аллювиально-дельтовый и прибрежно-морской [1-3]. В последние годы появился значительный объем литологического материала, который потребовал переосмысления условий образования этих отложений с позиций современных палеоклиматических и палеогеодинамических реконструкций.

На юго-востоке НБА породы нижней части разреза слагают безымянный и ярактинский продуктивные горизонты. Отложения представлены гравелитами, песчаниками разной степени зернистости и алевро-аргиллитами, в редких случаях наблюдаются незначительные по мощности отложения конгломератов. В целом нижняя часть разреза относительно более грубозернистая и залегает на эродированной поверхности фундамента (коре выветривания). Толщина коры выветривания варьируется от 0 до 35 м. Высокая неоднородность по площади распределения толщин коры выветривания может отражать сильно расчлененный палеорельеф, определяющий характер залегания базальных отложений венда.

По результатам литолого-геофизических исследований и циклостратиграфического анализа наиболее полные разрезы безымянного и ярактинского горизонтов состоят из трех циклитов проградационной направленности. Общие толщины горизонтов варьируются от 0 до 50 м. В тоже время в базальной части нижневендского разреза может наблюдаться локальное аномальное увеличение толщин в 2-3 раза за счет разрастания безымянного горизонта. Такие разрезы в нижней части представлены брекчиями (встречаются обломки магматических пород до 5-7 см, кварца, КПШ) со смешанным глинисто-сульфатно-карбонатным цементом и незначительной примесью пирита. Текстуры пород «пуддинговые» и линзовиднослоистые за счет ангидрита. Выше по разрезу залегают аргиллиты с преимущественно тонкослоистой текстурой, которые сменяются песчаниками горизонтальнослоистыми с прослоями алевро-аргиллитов. Такого рода отложения заполняют воронковидные локальные кольцевые образования. Изохронные границы в областях таких структур гипсометрически опущены по

отношению к средним отметкам по площади на 55-60 м. Отсутствие минеральных ассоциаций, указывающих на вулканогенные, гидротермальные или импактные процессы, а также отсутствие текстур, связанных с тектоническим воздействием на отложения, позволяют предполагать конседиментационное образование подобных структур. Согласно современным представлениям о геологическом развитии района кольцевые структуры могли являться гидролакколитами (байджарахами), сформированными в эпоху вендских оледенений. В настоящее время эти образования довольно распространены на территории Якутии.

В ряде разрезов ярактинского горизонта, в его нижних частях, были выявлены конгломераты и брекчии с угловатыми обломками глинистых пород и «пуддинговыми» текстурами. Сформированные отложения, находясь на значительном удалении от источника сноса, могут характеризовать реликты конечной морены и являться барьером для нижнего циклита ярактинского горизонта, разделяющим зону крайнего мелководья и приливно-отливную равнину. По мере таяния ледника и расширения береговой линии в сторону суши образовывалось значительно количество разветвленных потоков, которые прорывали барьер и продвигались далее как подводные конусы выноса с образованием песчаных тел фестончатой формы. Значительная экзарационная деятельность ледника определила образование шхерного типа берега и образование локальных источников сноса на момент формирования отложений среднего циклита. К концу ярактинского времени гидродинамика континента ослабла, и песчаный материал, выносимый потоками, аккумуляровался в зоне барьеров, наращивая их вверх и в сторону континента. В ряде разрезов, связанных с образованием барьеров, отсутствует глинистая часть верхнего (третьего) циклита, и песчаный материал постепенно перекрывается смешанными глинисто-сульфатно-карбонатными отложениями тирской свиты.

Таким образом, незначительный уклон дна бассейна осадконакопления и превалирование гидродинамики континента над гидродинамикой моря способствовали активному выносу терригенного материала и заполнению эрозионных форм постледникового рельефа на протяженном удалении от суши. Останцы, как и крылья кольцевых структур гидролакколитов, являлись дополнительными источниками сноса терригенного материала. Флювиогляциальные потоки, перегруженные наносами, чрезвычайно быстро создавали большие аккумулятивные формы, которые циклически выстраивались вдоль обрамления палеосвода НБА.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурова Т.И. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы / Т.И. Гурова, Л.С. Чернова. – М.: Недра, 1988. – 251с.
2. Постникова О.В. Строение аллювиально-пролювиальных природных резервуаров нижнего венда южного склона Непско-Чонского мегасвода (Сибирская платформа) / О.В. Постникова, Л.В. Соловьева, Г.И. Тихомирова // Нефтяное хозяйство. – 2008. – № 2. – С. 9-15.
3. Чернова Л.С. Условия формирования и основные характеристики локальных резервуаров нефти и газа Лено-Тунгусской и Хатанго-Вилуйской нефтегазоносных провинций / Л.С. Чернова, Р.С. Рояк, Т.И. Гурова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ АНОКСИИ ДОМАНИКОВОГО БАССЕЙНА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО И ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНОВ

Г.А. Исаева, С.А. Губин

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть в г. Перми, Пермь, Россия

В связи с заметно возросшим интересом к доманикитам, как к возможному нетрадиционному источнику углеводородов, было проведено комплексное изучение вещественного состава керна средне-верхнефранских отложений из скважин в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов.

Исследования включали литологическое и микроскопическое изучение пород, рентгендифрактометрический и рентгенофлуоресцентный анализы, ICP-MS, а также электронно-микроскопические исследования и микрозондовый анализ. Кроме того, было выполнено пиролитическое изучение органического вещества для определения содержания Сорг., генерационного потенциала, типа керогена и других показателей.

Результаты проведенных исследований показывают, что минеральный состав отложений доманиковой формации Волго-Уральского и Тимано-Печорского регионов существенно отличается от типичных сланцев. Доманиковые отложения представляют собой в различной степени окремненные битуминозные карбонатные породы с низким содержанием глинистой составляющей (не более 5 %), тогда как сланцы перспективных формаций (Barnett, Eagle Ford, баженовская свита и др.) сложены кварцем и глинистыми минералами, а карбонаты имеют подчиненное значение [4].

Накопление органического вещества в доманиковое время происходило преимущественно в условиях некомпенсированных впадин и прогибов [5]. Высокие концентрации Сорг. формировались в те периоды, когда была подавлена кристаллизация карбоната кальция, и терригенный материал с органическим веществом не разбавлялся или разбавлялся незначительно. Известно, что сохранность органического вещества во многом зависит от аноксии придонных вод и осадка [1]. Перечисленные условия повлияли и на минеральный каркас доманикитов.

Наиболее информативными с точки зрения реконструкции условий осадконакопления и выделения отложений, сформировавшихся в условиях аноксии (или близких к ним), можно считать следующие минеральные индикаторы.

Минералы кремнезема (кварц, опал-кристобалит-тридимитовая (ОКТ) - фаза), полевые шпаты и глинистые минералы. На треугольных диаграммах с вершинами (глинистые минералы)-(карбонаты)-(минералы кремнезема + КПШ) прослеживаются два тренда изменения минерального состава. Один тренд, куда попадает большинство точек доманикового горизонта, связывает в различной степени окремненные карбонатные породы с аутигенными калиевыми полевыми шпатами и ОКТ-фазой при невысоком содержании глинистых минералов. По содержанию Сорг. данные породы относятся к доманикоидам (0,5-5,0 %) и доманикитам (>5,0 %) [3].

Ко второму тренду относятся глинисто-карбонатные отложения, в составе которых определены аллотигенные калиевые полевые шпаты, нередко плагиоклазы, а количество глинистых минералов выше, чем в другой группе. Глинисто-карбонатные образования характерны в большей степени для под- и наддоманиковых отложений средне-верхнефранского возраста. Количество Сорг. в

таких породах редко превышает 1 %, так что данные отложения соответствуют субдоманикоидам.

Различия между аутигенными (санидин-ортоклаз) и аллотигенными (микроклин) калиевыми полевыми шпатами надежно фиксируются рентгендифрактометрическим анализом. Данным методом устанавливается и наличие ОКТ-фазы. Образование аутигенных калишпатов, вероятно, связано с гидролизным разложением силикатных минералов, в основном гидрослюд. Высвободившиеся в результате реакции кремнезем, глинозем и калий сформировали новые соединения – минералы кремнезема и КПШ.

Глинистые минералы. В большинстве изученных образцов глинистые минералы представлены исключительно иллитом. Появление каолинита в доманиковых отложениях Волго-Уральского региона свидетельствует о привносе материала со стороны суши, поскольку каолинит считается минералом континентального генезиса [2]. Это может быть связано с обмелением седиментационного бассейна вследствие регрессии моря. В Тимано-Печорском регионе каолинит встречается крайне редко, но в под- и наддоманиковых отложениях помимо иллита зафиксированы примеси хлорита. Усиление роли терригенного сноса нарушало стагнацию некомпенсированной впадины, что сопровождалось сменой восстановительных условий на более окислительные. В результате консервация органического вещества была существенно ниже, что отражается в обратной связи между содержанием глинистых минералов и Сорг.

Фрамбоидальный пирит. Пирит встречается в виде постоянной примеси во всех изученных разрезах. Нередко с ним ассоциирует еще один сульфид железа – марказит. На электронно-микроскопических снимках видно, что сульфиды железа встречаются как в виде отдельных кристаллов, россыпью, так и в форме фрамбоидов – сферических образований, состоящих из мелких кристаллов. Фрамбоидальные сульфиды железа образуются при разложении органики вследствие сульфатредукции и считаются надежным индикатором восстановительных условий [5].

Таким образом, проведенные исследования позволили выделить минеральные индикаторы аноксических условий, благоприятных для концентрации органического вещества и генерации нефти, что может быть использовано при дальнейшем изучении доманиковых отложений Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушнев Д.А. Аноксия доманикового бассейна Тимано-Печорского региона / Д.А. Бушнев, Н.С. Бурдельная, Е.С. Пономаренко, Т.А. Зубова // Литология и полезные ископаемые. – 2016. – № 4. – С. 329-335.
2. Котельников Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород / Д.Д. Котельников, А.И. Конюхов. – М.: Недра, 1986. – 247 с.
3. Неручев С.Г. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования их генерации, миграции и аккумуляции / С.Г. Неручев, Т.К. Баженова, С.В. Смирнов, О.А. Андреева, Л.И. Климова. – СПб.: Недра, 2006. – 364 с.
4. Прищепа О.М. Нефть и газ низкопроницаемых сланцевых толщ – резерв сырьевой базы углеводородов России / О.М. Прищепа, О.Ю. Аверьянова, А.А. Ильинский, Д. Морариу. – СПб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2014. – 323 с.
5. Юдович Э.Я. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Э.Я. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС ЛЁССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ

П.И. Калинин^{1,2}, И.Ю. Кудреватых¹, П.Г. Панин², Л. Пильгуй¹, А.О. Алексеев¹

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Лёссово-почвенная формация – это крупный комплекс континентальных отложений преимущественно плейстоценового возраста, возникший в условиях чередования ледниковых и межледниковых эпох [1]. Формирование лёссов в основном происходило в особых криоаридных условиях ледниковий под влиянием комплекса субаэральных процессов, в которых преобладала седиментация из воздуха алевроитового материала.

К потенциальным источникам лёссового материала на территории Русской равнины относят обломочные отложения, которые формировались при отступлении покровных ледников [3]. Этот материал включал в себя докембрийские породы Балтийского щита и разнообразные осадочные породы Русской равнины. Еще одним источником могли быть кристаллические породы Украинского щита и разновозрастные осадочные отложения Каспийско-Аральской депрессии и Кавказа (плейстоценовые пески, юрские глинистые сланцы и песчаники). Большинство научных заключений об источниках лёссового материала носит характер гипотез, слабо обеспеченных данными естественно-научных анализов, как самих лёссов, так и потенциальных источников их формирования. Если в вопросе происхождения лёссов центральной части Русской равнины большинство исследователей склоняется к их «ледниковому» происхождению, то генезис лёссовой формации Предкавказья представляется достаточно дискуссионным вопросом. Исследование литологических свойств лёссовых пород центрального Предкавказья, проведенное Л.Г. Балаевым и П.В. Царевым в 1964 году, показало, что наиболее обоснованной является гипотеза об эоловом происхождении лёссовых пород региона. По их данным материал для формирования лёссов поступал из Каспийско-Аральской депрессии.

Ключом к решению проблемы является исследование химического, минералогического и изотопного состава лёссовых отложений. Считается, что химический состав лёсса соответствует среднему составу верхней континентальной коры [5]. Однако, не смотря на общую геохимическую схожесть, лёсс различного происхождения различается по своему химическому составу, который наследуется от первичных пород – источников лёссовой пыли [4]. По содержанию макро и микроэлементов, а также распределению различных геохимических показателей, можно в определенной степени восстановить петрографический состав исходных пород, послуживших источником для формирования лёссовых отложений. Почти все лёссы содержат небольшие количества минералов тяжелой фракции. При эоловом перемещении мелкозема происходит гравитационная дифференциация осадка по пути его следования, причем содержание в породе минералов тяжелой фракции закономерно уменьшается в направлении от областей питания к областям отложения материала. Что делает эти вариации важным маркером горных породы - источников формирования лёссов.

Целью работы являлось изучение химического состава лёссовых отложений Русской равнины для выявления особенностей их формирования. Для этого с помощью метода рентгенофлуоресцентной спектроскопии был проведен сравнительный анализ химического состава разновозрастных лёссово-почвенных комплексов (ЛПК) (разрезы Отказное, Порт-Катон, Шабельское и Мелекино),

расположенных на территории Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности.

Проведенные исследования показывают, что лёссовые отложения юга Русской равнины имеют схожий химический состав с преобладанием SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CaO . Химический состав лёссов Предкавказья (ЛПК Отказное) несколько отличается от химического состава лёссов Приазовья. Первые характеризуется повышенным содержанием Al_2O_3 и более низким содержанием CaO и MgO по сравнению с лёссами Приазовья.

Установлено, что источники поступления лёссовой пыли на территорию юга Русской равнины характеризуются смешанным петрографическим составом, в целом соответствующим двум частям кислых и одной части основных пород, что является близким к среднему составу верхней континентальной коры (UCC) [2, 5]. Изученные отложения имеют более низкие значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, чем характерные для магматических горных пород. Это говорит о том, что исходный мелкозем моренных отложений состоит не из механически измельченного вещества Балтийского щита, а образовался в результате его глубокой гипергенной трансформации на начальной стадии седиментогенеза, при которой происходило разрушение полевых шпатов, биотита, пироксенов и формирование гипергенных глинистых минералов. Кроме того, все лёссовые отложения, помимо магматического происхождения, по-видимому, имеют различные вклады от мелкозернистых осадочных (глинистых) и карбонатных пород Русской равнины. Их наибольший вклад характерен для лёссов Предкавказья, где отмечается максимальное содержание Al_2O_3 (до 17 %).

Установлено, что в изученных лёссах с севера на юг уменьшается концентрация SiO_2 и Zr, но увеличивается концентрация Al_2O_3 и K_2O , что говорит об уменьшении содержания в этом направлении кварца и минералов тяжелой фракции с увеличением доли глины и полевых шпатов. Такое распределение говорит о гравитационной дифференциации эолового материала при переносе с севера на юг. Для предкавказских лёссов также характерно достаточно высокое содержание SiO_2 и Zr, сопоставимое с лёссами Приазовья, что может указывать на дополнительный, более близкий источник поступления пыли, возможно, с востока или с Кавказа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-05-00869-А. Аналитические исследования проводились в рамках темы Государственного задания № 0191-2019-0048.

ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене / А.А. Величко. – М.: Наука, 1973. – 254 с.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-571.
3. Добровольский В.В. Геохимия почв и ландшафтов / В.В. Добровольский. – М.: Научный мир, 2009. – Т. 2. – 752 с.
4. Muhs D.R. Geochemical variations in Peoria Loess of western Iowa indicate Last Glacial paleowinds of midcontinental North America / D.R. Muhs, E.A. Bettis III // Quaternary Research. – 2000. – V. 53. – P. 49–61.
5. Taylor S.R. The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks / S.R. Taylor, S.M. McLennan. – Oxford: Blackwell, 1985. – 312 p.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ЗАЛЕЖЕЙ УВ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПЛАСТА Б5 ВЕНДА-КЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Н.Ф. Каячев, Д.В. Назаров, Н.М. Дадакин

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, Россия

Анализ соотношения галогенных и нефтегазоносных осадочных комплексов подтверждает представление о связи высоких перспектив нефтегазоносности венд-нижнекембрийских отложений Восточной Сибири с одновременным развитием на данной территории разновозрастной соленосной формации [1, 4]. При этом в большинстве материалов данная связь ограничивается трактовкой соленосных отложений как важнейшего флюидоупора для нефтегазоносных отложений. В схемах литогенеза и постседиментационных изменений продуктивных карбонатных отложений Восточной Сибири засоление пород практически всегда описывается в качестве отрицательного фактора в формировании коллекторских свойств пород.

Однако для модели формирования кавернозности доломитов промышленных залежей нефти пласта Б5 тэтэрской свиты в пределах Иркутской области Восточной Сибири установлена другая причинно-следственная связь и стадийность процессов. Соленосность карбонатных пород пласта Б5 обусловлена формированием состава осадков и последующего их диагенеза и катагенеза, а их высокие ФЕС являются следствием процессов рассоливания пород в элизионную стадию развития бассейнов породообразования [3]. В предлагаемой авторами модели, формирование кавернозных доломитов с высокими ФЕС продуктивного пласта Б5 венд-нижнекембрийских отложений Восточной Сибири достигается не выщелачиванием собственно карбонатных пород, а обычным «вымыванием» в них первично осадочных солей.

Карбонатные породы пласта Б5 представлены, главным образом, водорослевыми баундстоунами, которые вверх по разрезу перекрываются маломощной (до 10 м) пачкой глинистых доломитов, аргиллитов и ангидритов, выполняющих роль флюидоупора и формирующихся в обстановке, близкой к эвапоритсодержащей водоносной системе. Литогидрогеохимия и катагенез протекающие в эвапоритсодержащих водоносных системах детально описан в работе [3]. Согласно данной модели подэвапоритовые (подсолевые) зоны осадочно-породных бассейнов —местилище седиментогенных подземных рассолов. Эти рассолы являются производными от поверхностных рассолов (рапы), образующихся в солеродных водоёмах наряду с эвапоритовыми осадками. Под регионально выдержанными гипсо-ангидритовыми формациями обычно залегают седиментогенные рассолы с минерализацией 140–280 г/л. Накопление и уплотнение эвапоритовых отложений приводит к образованию непроницаемого соляного или сульфатного экрана на пути стекания наддонной рапы в подэвапоритовый комплекс. Распределение катагенетических ангидрита и галита в карбонатных породах подэвапоритовых комплексов носит региональный, аформационный и афациальный характер [3]. На основании вышеизложенного, при региональном обмелении территории на конец седиментации отложений пласта Б5 водорослевые баундстоуны были не литифицированы и содержали значительное количество рассолов (рапы). Постепенное «выпаривание» подземных рассолов приводило к формированию карбонатных пород со значительным содержанием в них галита, который сохраняется до настоящего времени. В частности для многих ЛУ в Иркутской области в верхней части пласта Б5 содержание галита по результатам анализов составляет: в скважинах Снр-5, 6 – до 16%; в Днл-72 – до 20-38%; в Мгд-9

– до 15% и т.д. Окончательная раскристаллизация солей и литификация пород происходили при катагенезе с формированием галит-доломитовых пород, которые мы наблюдаем в настоящее время в керне скважин. Засолонение продуктивного пласта Б5, таким образом, имело региональный характер.

Рассоливание карбонатных отложений пласта Б5, напротив, имеет избирательный характер. Для пласта Б5 модель рассоливания галит-карбонатных отложений с формированием коллекторов с высокими ФЕС рассмотрена на примере Даниловского ЛУ [2]. Процессы рассоливания связываются с элизионной стадией литогенеза, при котором генерация флюидов является следствием диагенеза и катагенеза нижележащих отложений непской свиты. При уплотнении и изменении первоначальной мощности глинистых отложений непской свиты выделяется огромный объем свободной воды (более 50 млрд. т). Флюидодинамика, определяющая особенности миграции флюидов при элизионных процессах в пределах конкретных геологических блоков Непско-Ботуобинской антеклизы, зависит от строения жесткого кристаллического фундамента. В частности, было установлено, что важную роль в направлении движения глубинных флюидов при элизионных процессах играют эрозионные выступы в фундаменте. Их морфоструктурные особенности предполагают, что в отложениях непской свиты движение флюидов в процессе элизии будет латеральным и направлено в сторону выступов, создавая вокруг них локальные «площади водосбора». Непосредственно в пределах самих выступов нарастающее поровое давление приводит к субвертикальной миграции флюидов [2].

Достигая уровня засоленных доломитов пласта Б5 непосредственно над выступами фундамента, недосыщенные флюиды, выжимаемые из глинистых отложений непской свиты, будут растворять, прежде всего, галит. Таким образом, тесная парагенетическая связь эвапоритов и доломитов не ограничивается трактовкой соленосных отложений как важнейшего флюидоупора для нефтегазоносных отложений. Соленосные карбонатные отложения в определенных структурно-тектонических условиях могут быть объектами для формирования коллекторов с высокими ФЕС при рассоливании их в элизионную и инфильтрационную стадии гидродинамических систем. Полученные результаты могут являться критериями прогноза выделения коллекторов с высокими ФЕС в венд-кембрийских карбонатных отложениях Восточной Сибири, осложненных разными структурными элементами (выступы, разломы и т.д.) и поисков новых залежей углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология нефти и газа Сибирской платформы / под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
2. Каячев Н.Ф. О ведущей роли фактора рассоливания в формировании улучшенных ФЕС продуктивного горизонта Б5 в элизионную стадию преобразования карбонатных пород венда-кембрия Восточной Сибири / Н.Ф. Каячев и др. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. – Вып. 10. – С. 180-185.
3. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза / А.А. Махнач. – Минск: БГУ, 2000. – 255 с.
4. Фрадкин Г.С. Галогенные формации и нефтегазоносность Сибирской платформы / Г.С. Фрадкин // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 4. – С. 605-616.

ПРОБЛЕМА УРАНОНОСНОСТИ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА

И.А. Китаева, О.В. Постникова, Е.В. Милованова, В.А. Лошкарева

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

Карбонатные отложения осинского горизонта являются одними из важнейших объектов для поисков нефти и газа на юге Сибирской платформы в целом и в частности в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. Их нефтегазоносность доказана открытием таких месторождений как Верхнечонское, Талаканское, Среднеботуобинское, Даниловское.

В целом в разрезе осинского горизонта преобладают доломитовые породы, являющиеся результатом вторичной доломитизации цианобактериальных известняков.

Разрез осинского горизонта состоит из 4-х трансгрессивно-регрессивных циклитов, которые уверенно прослеживаются в пределах изучаемой территории.

В основании 1 седиментационного циклита залегают доломиты микрокристаллические, слоистые, в этих отложениях доля тонкой глинистой примеси может достигать 5%. В средней части-цианобактериальные разности, в верхней - желваки и интракласты. С уровнем развития 2 циклита связано начало массового биогермообразования. В 3 циклите повсеместно прослеживаются интракластовые текстуры, в тоже время, в средней части циклита отмечаются биоморфные разности. В отложениях 4 циклита происходит массовое развитие археоциат, которые формируют морфологически выраженные биогермные массивы, именно в этих зонах происходит резкое увеличение толщин осинского горизонта.

В пределах изучаемой территории в разрезе наблюдается несколько уровней с повышенными показаниями естественной радиоактивности в карбонатных отложениях осинского горизонта. Как правило, фиксируемая методами ГИС естественная радиоактивность представляет собой сумму сигналов трех элементов: калия, урана и тория.

В осадочных процессах основная часть урана находится в рассеянном состоянии – в адсорбированной форме на поверхности кристаллов и зерен [1].

В разрезе осинского горизонта встречается несколько уровней радиоактивности, различных по генезису радиоактивных элементов.

Первый уровень – в нижних частях горизонта - соответствует участкам разреза, сложенных микрокристаллическими доломитами. Аномалии радиоактивности связаны главным образом с калием, несмотря на то, что глинистой составляющей немного, до 5%. Возможно повышенное содержание калия обусловлено наличием калиевых солей в подстилающих осинский горизонт отложениях.

Следующий уровень повышения радиоактивности фиксируется во второй пачке и связан с цианобактериальными матами. Здесь урановые частицы зафиксированы на глинистых чешуйках в прослоях, обогащенных ОВ, которое концентрирует в себе уран путем образования органических комплексных соединений. Предварительные расчеты показывают, что энергия распада урана может быть достаточной для трансформации ОВ бактериальных матов в молекулы углеводородов.

Подобного рода отложения, насыщенные ОВ, и отличающиеся повышенными значениями естественной радиоактивности, хорошо известны по работам С.Г. Неручева [2].

Следующий уровень повышенной радиоактивности – верхняя часть осинского горизонта (четвертая пачка). Возможно, концентрация урана в данной пачке связана

с массовым появлением в бассейне первых в истории Земли скелетных организмов - археоциат.

Поскольку археоциаты являлись фильтрующими организмами, можно предположить, что при фильтрации растворов сквозь стенки скелета в порах происходило замещение ионов кальция ионами урана [3]. Такой изоморфизм возможен, поскольку ионы имеют схожие радиусы $U^{4+} = 1.05 \text{ \AA}$, $Ca^{2+} = 1.06 \text{ \AA}$.

Кроме того, в порах археоциатового скелета обнаружены кристаллы флюорита CaF_2 , который по своим минералогическим особенностям может содержать примесь урана (в нем так же возможен изоморфизм).

Повышение содержания урана в бассейне по отношению к фоновым значениям невозможно объяснить лишь за счет поверхностных источников. Должен быть вклад и глубинных источников [2, 4] на что указывает повышенное содержание минералов серебра и свинца в интервалах, обогащенных ураном.

Авторы рискуют сделать смелое предположение, что эволюционный скачек случившийся в раннем кембрии также может быть связан с повышением радиоактивности в бассейнах осадконакопления.

С.Г. Неручев в своих работах отмечает, что на Земле в определенные периоды накапливались отложения, отмечающиеся повышенными концентрациями ОВ и урана. Причем это происходило синхронно в различных условиях – в эпиконтинентальных морях, океанах, озерах на поверхности континентов. Эти периоды были достаточно кратковременными (1-3 млн. лет).

В такие эпохи содержание планктоногенного ОВ возрастало в среднем в 11 раз, урана – в 23 раза, а максимально даже в 115 раз [2].

Данная идея – синхронного образования схожих отложений на довольно больших площадях - лежит в основе Земли такого рода бассейны возникали, в том числе и в венд-кембрийское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нестеров И.И. Нефть черных сланцев / И.И. Нестеров // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 1997. – № 5. – С. 46-52.
2. Неручев С.Г. Эпохи радиоактивности на поверхности Земли и их влияние на развитие органического мира / С.Г. Неручев // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2007. – № 2. – С. 3-8.
3. Герасимовский В.И. Характерные особенности минералогии урана / В.И. Герасимовский // Атомная энергия. – 1959. – Т. 7. – Вып. 1. – С. 47-57.
4. Аплонов С.В. Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений / С.В. Аплонов, Б.А. Лебедев. – М.: Научный мир, 2010. – 224 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТА Ю-2 НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ

Е.В. Климова, Р.В. Мирнов, Ю.В. Мирнова

РН-БашНИПИнефть, Уфа, Россия

В тектоническом плане исследуемый район приурочен к центральной части Фроловской мегавпадины, осложненной структурами второго порядка: Ташинской террасой и Эргинским валом [6]. Нефтегазоносный горизонт Ю-2, выделяемый в верхней части тюменской свиты, на территории Широтного Приобья регионально нефтеносен. В связи с истощением активных запасов углеводородного сырья в нижнемеловых отложениях рассматриваемый горизонт является наиболее перспективным объектом разведки и добычи в среднеюрском терригенном комплексе [4].

Изучаемый объект формировался в полифациальных условиях и характеризуется высокой латеральной и вертикальной неоднородностью, которая затрудняет выполнение работ по локализации зон развития коллекторов. Результаты комплексных исследований керна новых скважин со стопроцентным выносом позволили уточнить геологическое строение и предложить концептуальную модель формирования пласта Ю2 на изучаемом участке Широтного Приобья.

Для решения поставленной задачи был проведен литолого-фациальный анализ по 7 скважинам (всего 72,4 м, вынос 99,9%). На основании детального седиментологического исследования керна скважин (с выделением литологических типов, ихнофоссилий, неорганических включений), с привлечением результатов комплексных лабораторных исследований (петрографического исследования шлифов, гранулометрического анализа, рентгенофазового и рентгенофлуоресцентного анализов, исследования образцов пород на растровом электронном микроскопе (РЭМ), исследованиям фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) были установлены обстановки осадконакопления. При восстановлении условий формирования пласта Ю-2 авторы пользовались трудами известных отечественных и зарубежных исследователей в области фациального анализа [1, 3, 5]. Увязка фациальных характеристик, полученных в ходе комплексных исследований керна, с геофизическими данными, позволила провести электрофациальное моделирование в скважинах без керна по методике В.С. Муромцева [2].

В результате установлено, что отложения пласта формировались в изменяющихся (от континентальных к морским) обстановках осадконакопления, в режиме постепенной трансгрессии. В нижней части пласт Ю-2 сложен породами, сформировавшимися преимущественно в континентальных обстановках, а в верхней – переходных. Среди континентального комплекса фаций по крновому материалу выделены фации песков разлива, болот; переходные обстановки представлены приливно-отливными отмелями, приливно-отливными каналами; вдольбереговыми барами и лагунами. Дадим краткую характеристику некоторым из них.

Фация лагуны сложена аргиллитом алевроитовым, с горизонтальной и линзовидной слоистостью, средней степени биотурбации (ходы илоедов типа *Planolites*, *Teichichnus*). Отмечаются намывы углефицированного растительного детрита (УРД) и мелкие стяжения пирита. Мощность фации 0,6-1,0 м. Открытая пористость (K_p) меняется в диапазоне от 4,1% до 6,5%, проницаемость ($K_{пр}$) изменяется в пределах 0,1-5,0 мД. **Фация вдольбереговых баров** сложена песчаником средне-мелкозернистым, светло-серым, хорошо сортированным, с глинистым и карбонатным цементом порового типа. Отмечается однонаправленная

мелкая косая и прерывистая слабонаклонная слоистость, подчеркнутая намывами черного УРД. Мощность фации 0,9-3,0 м. Открытая пористость (Кп) меняется в диапазоне от 11,5% до 15,8%, проницаемость (Кпр) изменяется в пределах от 0,6 до 13,7 мД.

Фация приливо-отливной отмели представлена неравномерным переслаиванием песчаника тонко-мелкозернистого и алевролита глинистого. Текстура - волновая рябь, линзовидно-волнистая. Отмечается слабая биотурбация (ходы илоедов *Gyrolithes*, *Planolites*). В породах присутствуют трещины синерезиса и УРД. Мощность фации 0,4-2,0 м. Открытая пористость (Кп) меняется в диапазоне от 6,2% до 14,0%, проницаемость (Кпр) изменяется в пределах 0,1-0,5 мД. **Фация приливо-отливного канала.** Породы представлены песчаником мелкозернистым с глинистым и карбонатным цементом, с флазерной, ряби течения и волновой ряби текстурами, которые подчеркнуты намывами УРД и сидерита. Мощность фации 0,6-1,0 м. Открытая пористость (Кп) меняется в диапазоне от 10,4% до 12,9%, проницаемость (Кпр) изменяется в пределах 0,4-0,5, редко до 7,8 мД.

Фация болота представлена аргиллитом слабо алевролитистым, углистым, вплоть до угля черного, с горизонтальной слоистостью, с многочисленными стяжениями пирита, тонкоплитчатый. Мощность фации 0,15-0,6 м. **Фация песков разливов** представлена песчаниками мелкозернистыми, алевролитистыми, с глинистым и карбонатно-глинистым цементом, с текстурой тонкой косой слойчатости ряби течения. Текстура подчеркнута намывами углефицированных растительных остатков и, зачастую, сидерита. Мощность фации 0,5-1,5 м. Открытая пористость (Кп) меняется в диапазоне от 7,1% до 14,4%, проницаемость (Кпр) изменяется в пределах 0,1-0,5 мД.

Выполненные палеогеографические реконструкции пласта Ю-2 помогут уменьшить риски при заложении поисково-разведочных скважин в краевых частях месторождения, а также учесть латеральную неоднородность развития коллектора и выполнить наиболее достоверную оценку запасов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии) / В.П. Алексеев. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 209 с.
2. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа / В.С. Муромцев. – Л.: Недра, 1984. – 260 с.
3. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х томах / под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с; Т. 2. – 384 с.
4. Попов А.Ю. Палеогеографические реконструкции для северо-восточной части Широкого Приобья на время формирования нефтегазоносного горизонта Ю₂ / А.Ю. Попов, Л.Г. Вакуленко, В.А. Казаненков, П.А. Ян // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5-6. – С. 777-786.
5. Рейнек Г.-Э. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков) / Г.-Э. Рейнек, И.Б. Сингх. – М.: Недра, 1981. – 439 с.
6. Шпильман В.И. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской платформы / В.И. Шпильман, Н.И. Змановский, Л.Л. Подсосова. – Ханты-Мансийск: АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», 1999.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННОГО НИЖНЕВИЗЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ

Е.В. Климова, С.Б. Шишлов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

На территории Волго-Уральской антеклизы бобриковские терригенные отложения визейского яруса нижнего карбона являются одним из основных нефтегазоносных комплексов, который содержит до 40% всех разведанных запасов углеводородов [3].

До сих пор вопрос об условиях формирования этого стратиграфического интервала остается спорным. Ряд исследователей предполагает его аллювиальный и аллювиально-дельтовый генезис [2], другие считают, что он формировался в обстановках морского мелководья [1]. В этой ситуации актуально создать модель эволюции обстановок осадконакопления во время формирования бобриковского горизонта юго-западной части Бузулукской впадины. Для этого выполнен структурно-генетический анализ керна (суммарная мощность более 100 м) и комплекса ГИС 6 скважин.

По многократно повторяющимся признакам пород выделено 7 структурно-генетических типов слоев. Показано, что слои песчаников средне-мелкозернистых, с косой разнонаправленной слойчатостью, формировались в обстановках барового поля. Это гранулярные коллекторы высокой емкости с открытой пористостью (K_p) 16,57% и абсолютной проницаемостью ($K_{пр}$) 215,1 мД. Слои, образованные линзовидно-полосчатыми чередованиями алевролита глинистого и песчаника тонкозернистого, накапливались в условиях подвижного мелководья лагуны. Такие отложения относятся к поровым коллекторам низкой емкости (K_p – 7,0 %, $K_{пр}$ – 5,8 мД). Слои аргиллитов алевролитистых, с горизонтальной слойчатостью, являются отложениями малоподвижного мелководья лагуны. Они классифицируются как полупокрышка (K_p – 2,5 %, $K_{пр}$ – 2,0 мД).

На основе анализа вертикальных последовательностей установленных типов слоев построены кривые колебания уровня моря, по которым проведена детальная корреляция исследованных разрезов. При этом установлено, что разрез бобриковского горизонта образовался в результате 6 трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации.

Серия палеогеографических схем для узких временных интервалов, соответствующих трансгрессивным и регрессивным максимумам (рисунок), показывает, что в бобриковское время песчаное баровое поле простиралось с северо-запада на юго-восток. К юго-западу от него располагалась лагуна, а к северо-востоку – обстановки открытого морского шельфа, которые не охарактеризованы кернами и реконструированы только по результатам ГИС.

Эволюция палеогеографической ситуации в течение 6 трансгрессивно-регрессивных циклов отражает общую регрессию бобриковского времени (рисунок). На трансгрессивном максимуме I цикла рассматриваемая площадь была акваторией открытого шельфа. В результате регрессии в ее западной части возникли обстановки барового поля. На трансгрессивном максимуме II цикла баровое поле сместилось к северо-востоку. На регрессивном этапе большая юго-западная часть площади стала лагуной. В течение IV–VI циклов на трансгрессивных фазах баровое поле смещалось к юго-западу, а на регрессивных к северо-востоку.

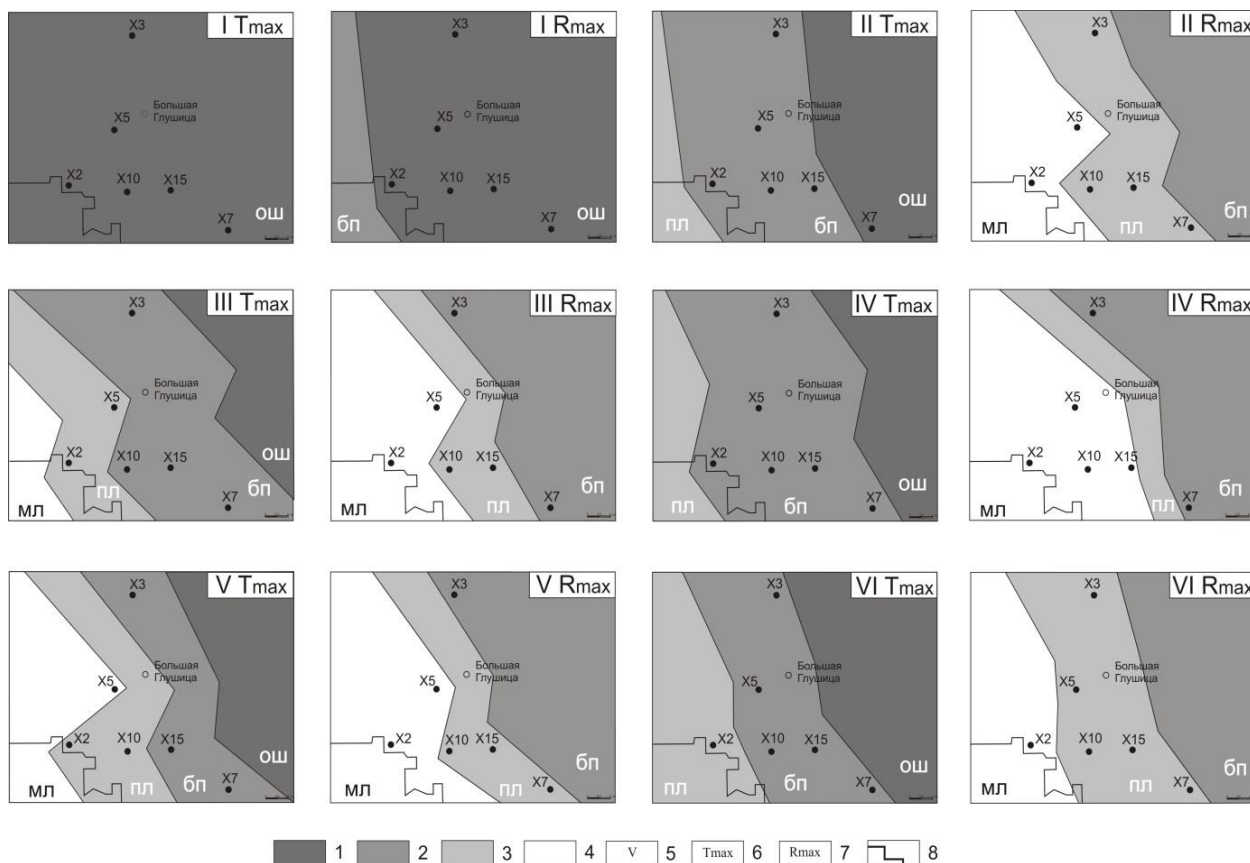


Рисунок. Эволюция палеогеографической ситуации в течение I-IV трансгрессивно-регрессивных циклов формирования нижневизейского терригенного комплекса юго-западной части Бузулукской впадины

1–4 – обстановки осадконакопления: 1 – открытый шельф (ош); 2 – баровое поле (бп); 3 – подвижное мелководье лагуны (пл), 4 – малоподвижное мелководье лагуны (мл); 5 – номер трансгрессивно-регрессивного цикла; 6 – трансгрессивный максимум; 7 – регрессивный максимум; 8 – граница Самарской области

Результаты выполненного исследования могут быть использованы для прогноза перспектив нефтегазоносности Бузулукской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астаркин С.В. Обстановки осадконакопления в бобриковское время в пределах юго-востока Русской плиты / С.В. Астаркин, О.П. Гончаренко, М.В. Пименов // Известия Саратовского университета. – 2013. – Т. 13. – Вып. 1. – С. 57–62.
2. Марковский Н.И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа / Н.И. Марковский. – М.: Недра, 1973. – 304 с.
3. Шайдуллина Д.Т. Строение нефтяных залежей в терригенных комплексах бобриковского горизонта южного склона Южно-Татарского свода / Д.Т. Шайдуллина, Р.Р. Ханипова // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам IX Междунар. науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых). – Пермь, 2016. – Т. 2. – С. 582.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ АШИНСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА

А.В. Колесников^{1,2}, Н.И. Бобков^{2,3}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

«По всему западному склону Урала прослеживается весьма мощная серия древних осадочных образований, заключающих в себе лишь весьма скудные, большей частью трудно определимые органические остатки, принадлежащие почти целиком различным группам древних водорослей» – так были охарактеризованы осадочные комплексы окраины Восточно-Европейской платформы более 70 лет назад известным отечественным геологом, профессором Саратовского государственного университета А.И. Олли [1], в его обобщающей монографии «Древние отложения западного склона Урала». А.И. Олли стал первым, кто предложил из «древних отложений» выделить отдельную самостоятельную серию – ашинскую, характерную для раннепалеозойского (кембрий-ордовикского) этапа развития «уральской геосинклинали». На раннепалеозойский ордовикский (тремадокский) возраст, по его мнению, указывали палеонтологические остатки, собранные А.А. Блохиным из верхней части ашинской серии. Однако, еще в 1945 году Н.С. Шатский впервые указал на возможный докембрийский возраст ашинской «свиты», с чем позже согласился и сам А.И. Олли. Спустя некоторое время были высказаны предположения уже о более конкретном возрасте ашинской серии – вендском [2, 3]. В составе ашинской серии предлагалось выделять меньшие по рангу подразделения – бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты [1, 4]. Позже бакеевская свита была упразднена, а ее осадочные комплексы были включены в состав вышележащей урюкской свиты [6]. В пользу вендского возраста также обратились результаты изучения абсолютных оценочных возрастов глауконитов «бакеевской» (615–625 млн. лет), урюкской (590 млн. лет) и басинской (570 млн. лет) свит [4]. Кроме того, в отложениях ашинской серии впервые были обнаружены ископаемые остатки организмов эдиакарского типа [5]. Тем не менее, характерной особенностью ашинской серии верхнего «венда» являлось полное отсутствие классических представителей вендских мягкотелых организмов [6].

В результате недавней ревизии всех известных ископаемых таксонов из ашинской серии было показано, что вся серия по своему объему могла соответствовать котлинскому или более молодым региоярусам Восточно-Европейской платформы, а отсутствие главных представителей вендских мягкотелых организмов связывалось с котлинским биогеоценотическим кризисом в конце венда (эдиакария) [6]. В 2013 г. был получен U-Pb возраст 547 ± 3.8 млн. лет цирконов из прослоев вулканических туфов [7], встречающихся в ашинской серии, но с неясным стратиграфическим положением на разрезе. Точное положение этих туфов вызывало много вопросов: по мнению М.Л. Баженова прослои туфов были приурочены к средней части зиганской свиты в ключевом разрезе в районе г. Усть-Катав, однако, детальное переизучение данной местности показало, что в городской черте зиганская свита полностью отсутствует, и разрез ашинской серии представлен только урюкской и басинской свитами, перекрытых несогласно девонскими толщами [6]. В самой верхней части разреза ашинской серии, в зиганской свите, были встречены ископаемые следы *Didymaulichnus tirasensis* Paliĭ, характерные для пограничных отложений позднего венда и (преимущественно) раннего кембрия. В связи с чем, появились существенные основания предполагать, что как минимум верхняя часть разреза ашинской серии «венда» Южного Урала уже могла иметь

раннекембрийский возраст. Гипотеза о раннепалеозойском возрасте подкреплена новыми данными, полученными в 2017-2018 гг., о мощности общего разреза, корреляции отдельных обнажений, положения на разрезе ископаемых остатков и уровней датированных вулканических туфов. Вместе с тем, в 2018 г. в результате изучения новых разрезов басинской свиты в карьерах у г. Усть-Катав Челябинской области были выявлены существенно более низкие уровни появления ископаемых следов *Didymaulichnus tirasensis* Palij. Таким образом, к настоящему времени появляются еще более весомые аргументы предполагать, что возраст ашинской серии мог быть раннепалеозойским, а не вендским, как считалось на протяжении последних десятилетий.

Стало быть, более 70 лет назад профессор А.И. Олли был прав в своих суждениях о раннепалеозойском возрасте ашинской серии Южного Урала [1]. За более чем полувековую историю изучения данного региона между ашинской серией и рифейскими отложениями не было встречено каких-либо других осадочных комплексов пород, формирование которых тем или иным образом могло соответствовать плитной стадии развития Восточно-Европейской платформы. Иными словами, в результате подтверждения гипотезы о том, что при полном отсутствии комплексов осадочных пород вендского возраста (или даже криогения-эдиакария) можно будет сделать однозначный вывод о значительной неравномерности эволюции осадочного чехла Восточно-Европейской платформы – в отличие от других регионов, в юго-восточной части платформы и ее складчатом обрамлении на западном склоне Южного Урала формирование осадочного чехла могло начаться с задержкой на 40-50 млн. лет.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-310.2019.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала / А.И. Олли. – Саратов: Издательство Саратовского университета, 1948. – 400 с.
2. Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы / Б.С. Соколов // Геология докембрия. – М.: Недра, 1964. – С. 135–150.
3. Келлер Б.М. Рифейская группа. Геология докембрия / Б.М. Келлер // Доклады советских геологов на XXII сессии международного геологического конгресса. Проблема 10. – М.: Недра, 1964. – 288 с.
4. Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея / Ю.Р. Беккер // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1975. – № 6. – С. 125–129.
5. Беккер Ю.Р. Новое местонахождение фауны эдиакарского типа на Урале / Ю.Р. Беккер // Доклады Академии наук СССР. – 1980. – Т. 254. – № 2. – С. 480–482.
6. Kolesnikov A.V. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals / A.V. Kolesnikov, V.V. Marusin, K.E. Nagovitsin, A.V. Maslov, D.V. Grazhdankin // Precambrian Research. – 2015. – V. 263. – P. 59–78.
7. Levashova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals / N.M. Levashova, M.L. Bazhenov, J.G. Meert, N.B. Kuznetsov, I.V. Golovanova, K.N. Danukalov, N.M. Fedorova // Precambrian Research. – 2013. – V. 236. – P. 16–30.

ТЕКСТУРНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НАФТИДНО-ГИДРОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКОЛОРУДНЫЕ ПОРОДЫ ЯРЕГСКОГО ТИТАНОВОГО ГИГАНТА

В.Г. Колокольцев, Е.О. Ковалевская

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Ярегское нефтетитановое месторождение, не имеющее мировых аналогов, считается древней погребенной россыпью. Уникальность этого месторождения выражена не только колоссальным количеством титановых руд (около 50% запасов России) и их необычными физико-химическими и технологическими свойствами, но и геологическим строением. Залегая в средне-верхнедевонской толще, оно находится в тесном парагенезе с раннефранской трапповой формацией и с промышленной нефтью в лейкоксен-кварцевых коллекторах в тектонических ловушках, возникших на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Неповторимость месторождения проявлена и монокомпонентным лейкоксеновым составом руд, и необычной (чуждой) для россыпей грубообломочной (грубопсефитовой) их структурой, и даже концентрацией в рудах TiO_2 (более 9%), превышающей этот показатель всех других титановых россыпей.

Кажется очевидной популярность теории В.А.Калюжного о существенной роли «гидрогенных и нефтьгидрогенных процессов», наложившихся на изначально ильменитовые россыпи и вызвавших тотальную лейкоксенизацию ильменита и значительное обогащение руд титаном [1]. Эта теория объясняет, почему только на Ярегском месторождении единственным рудным минералом является лейкоксен, а, к примеру, на одновозрастном с ним Пижемском титановом месторождении в той же Тиманской провинции, но за пределами нефтегазоносной области, руды лейкоксен-ильменитовые и к тому же заметно беднее ярегских.

Сторонники оппонирующей позиции считают, что Ярегское месторождение является типичной древней прибрежно-морской россыпью. По мнению Л.В. Махлаева, в ней «лейкоксен не имеет никакого отношения к нефти, а поступал в эту россыпь изначально, поскольку именно он, а не ильменит был титановым минералом в составе исходных пород» [3, с. 117]. Эта модель завораживает своей простотой, но оказывается ложной, поскольку тезис об отсутствии ильменита в питающих породах Ярегской россыпи опровергается эмпирическими данными специалистов.

Теория В.А.Калюжного отвечает важнейшему критерию научного статуса (опровержимость) [4] и сулит многообещающие следствия, но в существующем варианте не позволяет оценить количество наложенного диоксида титана. С целью определения вероятной доли эпигенетического титана проведен сравнительный анализ Ярегского нефтетитанового и Пижемского титанового месторождений. В процессе сравнительного анализа выявлено, что формирование этих месторождений на седиментационной стадии происходило в сходных фациальных обстановках, а кардинальные различия сравниваемых месторождений (по семи отличительным признакам) обусловлены разной направленностью и интенсивностью процессов в постдиагенетической (эпигенетической) стадии эволюции.

В качестве ведущего метода изучения околорудных и рудных пород нами использовался не самый модный сегодня (но весьма продуктивный) текстурный анализ. Текстурный анализ помог увидеть и расшифровать в околорудных породах Ярегского месторождения новообразованные структурно-вещественные неоднородности, ассоциирующиеся со следами воздействия на рудные и околорудные породы потоков наложенных вероятно металлоносных флюидов.

Вторичные вещественные неоднородности, несущие информацию о конфигурации, динамике и векторе фильтрации потоков флюида через осадочную толщу, мы назвали флюидотурбитными текстурами [2].

Слабо подвергнувшийся процессам наложенного эпигенеза структурно-текстурный облик Пижемской россыпи позволил реконструировать гидродинамику Ярегского бассейна россыпеобразования, и, более того, по аналогии получить представление о концентрации титановых минералов на седиментационной стадии формирования ярегской россыпи. Если принять, что на седиментационной стадии концентрация TiO_2 в ярегских ильменитсодержащих осадках мало отличалась от пижемских (около 5%), а сейчас составляет более 9%, то решение задачи количественной оценки доли эпигенетического титана в рудах Ярегского месторождения сводится к одному арифметическому действию: $9 - 5 = 4$. Учитывая ряд не строгих допущений, трудно без оговорок принять полученную величину, но она дает представление о вероятном очень большом вкладе эпигенетического TiO_2 , почти вдвое увеличивающем концентрацию полезного компонента.

Изложенная гипотеза о существенной роли нафтидно-водородных воздействий на современный облик ярегских титановых руд согласуется с существующими представлениями о высокой агрессивности водной среды, сопровождающей нефть [5]. Изложенная версия как будто вступает в противоречие с постулатом об исключительной геохимической инертности титана, однако, имеются многочисленные эмпирические данные о природных обстановках, в которых этот элемент образует высокие концентрации [6 и др.].

Выводы:

1) Ярегское нефтетитановое месторождение целесообразно отнести к осадочно-нафтидно-эпигенетическому типу.

2) Если подсчитанная доля (целые %) эпигенетического титана отражает интенсивность нафтидно-водородного фактора, то существует вероятность образования и возможности обнаружения в нефтегазоносных бассейнах Мира месторождений нового, пока что неизвестного для титана флюидно-углеводородно-лейкоксового типа, образование которых обусловлено преобразованиями осадочных толщ нефть-водородными флюидами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калюжный В.А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций / В.А. Калюжный. – М.: Наука, 1982. – 263 с.
2. Колокольцев В.Г. Новое о титаносности Ярегского рудного узла (Южный Тиман) / В.Г. Колокольцев // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 107–117.
3. Махлаев Л.В. О природе лейкоксена в Ярегском нефтетитановом месторождении (в связи с оценкой перспектив других титановых палеороссыпей Притиманья) / Л.В. Махлаев // Литосфера. – 2008. – № 5. – С. 117–121.
4. Поппер К.Р. Предположения и опровержения: Рост научного знания: пер. с англ. / К.Р. Поппер. – М.: АСТ, 2008. – 638 с.
5. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей / Р.С. Сахибгареев. – Л.: Недра, 1989. – 258 с.
6. Юдович Я.Э. Геохимия титана / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, Н.В. Рыбина. – Сыктывкар: Геопринт, 2018. – 432 с.

К ВОПРОСУ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ПЛАСТА ЮВ₁¹ УРЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.В. Колпаков, С.В. Астаркин, О.К. Мартынова, С.О. Самохин

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени, Тюмень, Россия

На сегодняшний день прирост запасов нефти и газа, поддержание и увеличение добычи в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции связываются, прежде всего, с привлечением коллекторов, приуроченных к осадочным толщам смешанного состава, с частой сменой литологических типов пород по вертикали и латерали, характеризующиеся вторичными преобразованиями (регенерация, карбонатизация и т.д.) и, как следствие, сложным строением пустотного пространства. Разработка достоверной петрофизической модели таких коллекторов, необходимой для объективной оценки продуктивности нефтегазоносных объектов, требует специальных подходов к их изучению [1, 2].

По результатам комплексных камеральных исследований кернового материала Урьевского месторождения установлено, что пласт ЮВ₁¹ представлен сложным взаимоотношением аргиллитов, алевролитов и песчаников в разной степени карбонатных. Анализ распределения гранулометрических фракций свидетельствует о преобладании в разрезе пласта песчаников (до 57 %), в меньшей степени алевролитов (до 33 %) и аргиллитов (до 10 %). Вещественный состав обломочной части песчано-алевритовых пород представлен кварцем (до 37 %), плагиоклазами (до 32 %) и калиевыми полевыми шпатами (до 24 %), в единичных долях встречаются зерна тяжелых минералов.

Для пласта ЮВ₁¹ отмечается хаотичное распределение содержания карбонатных минералов, представленных кальцитом (до 65 %) и доломитом (до 22 %), реже сидеритом (до 9 %), как по разрезу, так и по площади месторождения. В составе обломочных пород установлены глинистые минералы, также выполняющие роль цемента, как и карбонатные минералы. Преобладает каолинит (66 %), в меньшей мере минералы группы гидрослюд (19 %) и хлорита (12 %). На долю смешанослойных минералов (ССО) приходится около 3 %. Следует отметить, что в направлении к кровле пласта наблюдается увеличение доли каолинита (до 93 %) и уменьшение минералов группы хлорита (до 1 %) и гидрослюд (до 4 %) в составе глинистой фракции. Следует отметить, что выявленные аспекты неоднородного строения пласта ЮВ₁¹ не всегда имеют отображения на диаграммах ГИС и идентифицируются как «классические» песчано-алевритовые коллекторы, с редкими прослоями глин.

Межскважинная корреляция отложений подтверждает литологическую неоднородность пласта ЮВ₁¹ и позволяет выделить два интервала в строении разреза: нижний, представленный преимущественно глинистыми, сильно глинистыми алевролитами с прослоями известково-доломитовых пород, и верхний, сложенный чередованием алевро-песчаных и глинистых пород в различной степени карбонатных. С «чистыми» алевро-песчаными породами верхнего интервала связаны зоны улучшенных фильтрационно-емкостных свойств.

Анализ данных петрофизических исследований показал изменение ФЕС по разрезу скважин Урьевского месторождения. Наблюдается улучшение коллекторских свойств в направлении от подошвы пласта к его кровле, достигая значений $K_{по}$ – до 17,6 %, $K_{пр}$ – до $13,46 \cdot 10^{-3}$ мкм². Анализ площадного распределения фильтрационно-емкостных свойств показал различие значений между западной и восточной частью месторождения. Восточная часть Урьевского

месторождения по материалам ГИС и исследований керна характеризуется высокой степенью расчлененности пласта ЮВ₁¹, что обуславливает изменчивость ФЕС. Западная часть месторождения представляет наибольший интерес для исследований, поскольку характеризуется высокой разбуренностью и изученностью кернового материала. При анализе изменений фильтрационно-емкостных свойств по площади по данным ГИС установлено резкое колебание значений проницаемости от $0,30 \cdot 10^{-3}$ до $237,7 \cdot 10^{-3}$ мкм² и пористости – от 11,3 до 22,8 %.

На основании результатов обобщения лабораторных исследований литолого-минералогического состава и фильтрационно-емкостных свойств, выделено 4 литолого-петрофизических типа (ЛПТ):

Первый ЛПТ (неколлекторы) – известняки алевроитовые, алевролиты известковистые плотные с долей карбонатов от 8 до 99 %, характеризующиеся низкой пористостью до 5 % и проницаемостью менее $1 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Второй ЛПТ (неколлекторы) – алевролиты глинистые, известковистые с пористостью от 6 до 13,2 %, проницаемостью менее $1 \cdot 10^{-3}$ мкм², водоудерживающей способностью 57,6-99,1 %

Третий ЛПТ (коллекторы 6 и 5 класса) – алевролиты глинистые, слабо известковистые, имеющие пористость от 13,8 до 17,3 %, проницаемость от $1 \cdot 10^{-3}$ до $10 \cdot 10^{-3}$ мкм² и водоудерживающую способность 44,4-56,1 %.

Четвертый ЛПТ (коллекторы 4 класса) – алевролиты слабо глинистые, слабо известковистые; песчаники слабо глинистые, слабо известковистые с пористостью от 17,6 до 18,9 % и проницаемостью от $10 \cdot 10^{-3}$ мкм², водоудерживающая способность – 35,9-45 %.

В результате проведенных исследований установлена литологическая и петрофизическая неоднородность пласта ЮВ₁¹. Проведена типизация пород-коллекторов пласта ЮВ₁¹ Урьевского месторождения по комплексному анализу литологических, петрофизических и геофизических материалов. Неоднородность фильтрационно-емкостных свойств изученных алевро-песчаных пород обусловлена изменением минерального состава глинистой фракции, характера распределения и количества цемента, которые обязаны своим происхождением действовавшим в осадочном бассейне процессам седиментации и постседиментационным преобразованиям и являются взаимосвязанными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Индрупский И.М. Влияние неоднородности вещественного состава цемента на петрофизические и фильтрационные характеристики коллектора / И.М. Индрупский, Е.Ю. Блинова, К.В. Коваленко // Нефтяное хозяйство. – 2013. – № 7. – С. 76-80.
2. Колпаков В.В. Влияние микронеоднородности на проницаемость пород продуктивного пласта ЮВ₁ Урьевского месторождения / В.В. Колпаков, Я.Х. Саетгалеев, В.А. Шмырина и др. // Нефтяное хозяйство. – 2016. – № 8. – С. 52-53.

ДОЛОМИТИЗАЦИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ИСТОРИЯ НЕФТЕНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕГО КАРБОНА ВОЛГОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

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

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Вторичные преобразования каменноугольных карбонатных коллекторов разобраны в значительном количестве работ [1, 2, 3]. Однако использование в последнее время новых подходов к исследованию позволяет получать новые интересные результаты, в том числе пересматривать некоторые вполне устоявшиеся утверждения о стадийности преобразований толщ в Волго-Уральском регионе [4]. Объектами исследования были образцы керн вторичных нефтенасыщенных доломитов турнейского и визейского ярусов, отобранные из ряда месторождений юго-востока Татарстана.

Отложения турнейского яруса сложены нормально морскими мелководными известняками и представлены преимущественно пакстоунами и вакстоунами в различных соотношениях от разреза к разрезу. Доломиты в отложениях турнейского яруса Волго-Уральского региона присутствуют далеко не повсеместно, и как правило отмечаются в нижней части яруса, в составе отложений упинского и малевского горизонтов. Ещё реже вторичные доломиты встречаются в отложениях визейского яруса. Отличительной особенностью строения залежей является положение доломитов в пределах структуры. Так доломиты турнейского яруса развиты преимущественно в купольной части структуры, образуя несколько серий доломитовых слоев. Тогда как в визейском ярусе доломиты развиты на крыле нефтеносных структур. Исследование доломитов методами оптической и катодолюминесцентной микроскопии, а также анализ состава стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ показало не слишком высокую степень различия изученных доломитов. Зональность строения зерен несколько различалась и всегда была более сложной в пористых доломитах, усложняясь по направлению от центральной части зерен к периферии. В более плотных по структуре доломитах зональность была менее выраженной (рисунок). Нередко внешние зоны роста доломитов содержат в себе газовожидакие включения, и микровключения углеводородов.

Следующей стадией исследований явилось детальное изучение выявленных флюидных включений, которые были распознаны во всех изученных доломитах. Помимо двухфазных включений (газово-жидких) встречались и включения и многофазные, в которых нередко наблюдалось высокое содержание углеводородов. Так было установлено, что температуры гомогенизации включений в доломитах турнейского и визейского яруса варьируют от 160°C до 215°C, в среднем составляя 190,4°C. Несмотря на некоторые внешние различия, изученные доломиты, довольно схожи по геохимическим характеристикам, а также по данным анализа состава и температуры гомогенизации включений. Столь высокая схожесть состава включений в турнейских доломитах из различных месторождений, а также их высокая схожесть с доломитами визейского яруса, позволяет предположить, что вторичную доломитизацию вызывали флюиды одной природы, при этом достаточно горячие. Авторы предполагают, что миграция указанных флюидов могла быть осуществлена на этапах прогрева Волго-Уральского бассейна, о чем свидетельствуют и данные по кальцитам среднего карбона. Такой прогрев и активный флюидный режим бассейна мог спровоцировать миграцию и углеводородных флюидов, впоследствии сформировавших залежи нефти в регионе.

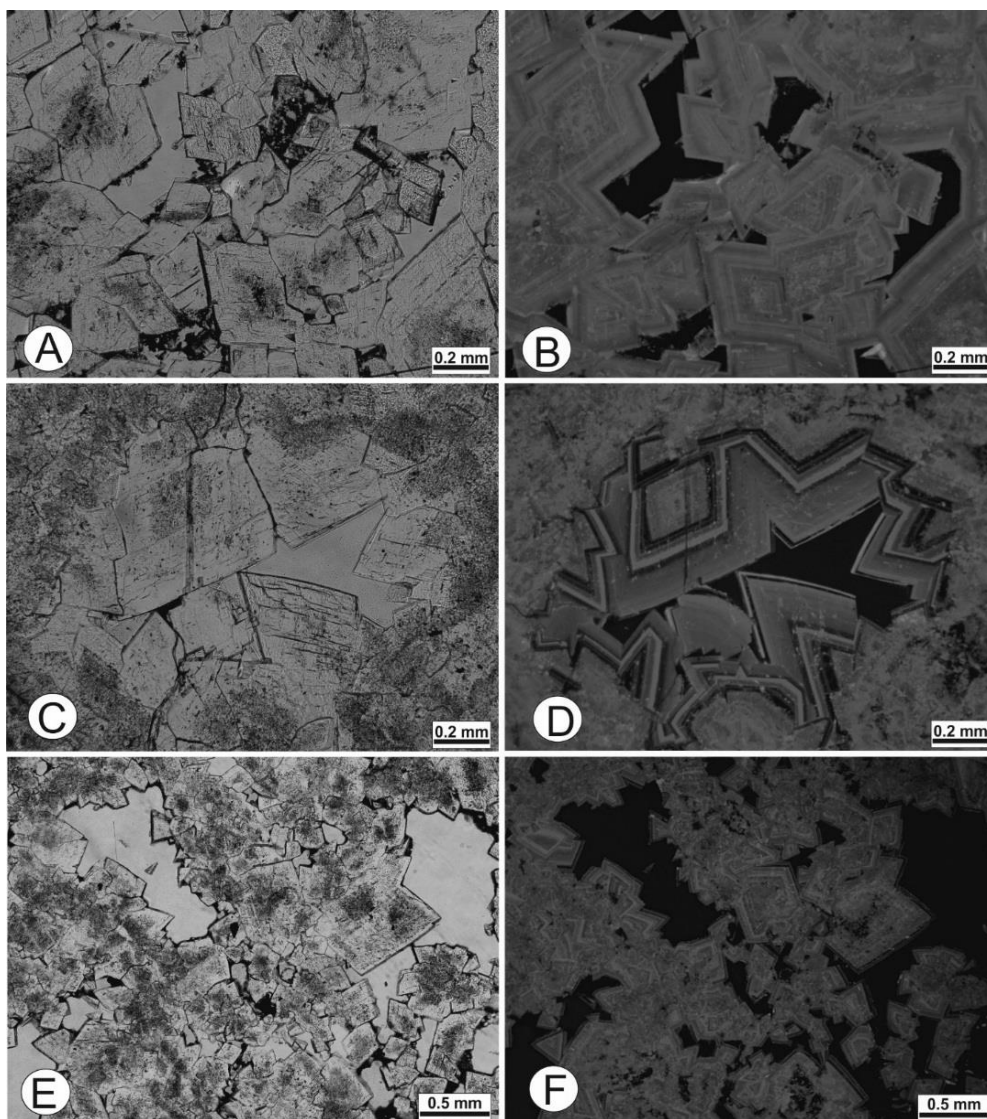


Рисунок. Фото шлифов доломитов в проходящем свете и свете люминесценции
А-В - визейские доломиты, С-Е - турнейские доломиты

ЛИТЕРАТУРА

1. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона / В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин. – Казань: ПФ Гарт, 2008. – 187 с.
2. Карбонатные породы-коллекторы фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России и сопредельных территорий / М.Д. Белонин, Л.Г. Белоновская, М.Х. Булач, Л.П. Гмид, В.В. Шиманский. – СПб.: Недра, 2005. – Кн. 1. – 260 с.; Кн. 2 – 156 с.
3. Королев Э.А. Постседиментационные доломитовые коллекторы каменноугольных отложений Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода / Э.А. Королев, В.П. Морозов, А.А. Ескин, А.Н. Кольчугин // Нефтяное хозяйство. – 2016. – № 6. – С. 40-42.
4. Kolchugin A.N. Diagenesis of the palaeo-oil-water transition zone in a Lower Pennsylvanian carbonate reservoir: Constraints from cathodoluminescence microscopy, microthermometry, and isotope geochemistry / A.N. Kolchugin, A. Immenhauser, B.F. Walter, V.P. Morozov // Marine and Petroleum Geology. – 2016. – Is. 72. – P. 45-61.

СТРОЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА НЕРО (ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ) И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Е.А. Константинов¹, Н.В. Карпухина¹, С.С. Бричева²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

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

На основании данных бурения (9 скважин), георадиолокационного зондирования и результатов лабораторно-аналитических работ по озерным колонкам построен разрез донных отложений озера Неро по линии г. Ростов - д. Угодичи (протяженность - 4,3 км). Результаты георадарной съемки позволили уточнить батиметрические данные по профилю, проследить распространение и особенности залегания геологических слоев с различной электропроводностью до глубины 3-5 м. Данные с георадара позволили установить дополнительный слой взвешенных частиц над слоем слабоконсолидированного ила. Были уточнены глубины переходного слоя и выявлены четкие бровки углубления в центральной части озера. По радарограмме прослежен погребенный под слоем ила песчаный береговой вал на восточной части профиля, который не отразился на батиметрическом профиле. Песчаный материал прослеживается вплоть до бровки озерной поймы. По радарограмме выявлен размыв верхней части осадка (органического ила) в центральной части профиля. Зона размыва осадка в рельефе проявляется как ложбина глубиной до 4 м, ориентированная с ЮЗ на СВ. Природа этой ложбины до конца не выяснена. Можно предположить два механизма ее образования: 1) антропогенный – выборка сапропеля земснарядом; 2) флювиальный – повышенные скорости течения на участке сужения озера приводят к размыву дна.

Результаты лабораторно-аналитических работ (гранулометрический анализ, потери при прокаливании, магнитная восприимчивость) позволили провести более надежную корреляцию между колонками на профиле, а также провести корреляцию с колонкой, опубликованной в работе [1]. Характерный рисунок кривых магнитной восприимчивости и потерь при прокаливании позволяет довольно уверенно сопоставлять отдельные горизонты отложений в колонках. Таким образом, уже на данном этапе мы располагаем предварительной оценкой возраста отдельных горизонтов, коррелируя их с подробно датированной колонкой из работы [1]. В разрезе, на участках, прилегающих к берегу, выявлено стратиграфическое несогласие под слоем карбонатно-терригенного ила. Это несогласие подчеркнуто зоной опесчаненности. По данным [1] здесь установлен скачок радиоуглеродных дат с $13,05 \pm 400$ до $7,55 \pm 295$ кал. тыс. л. н. Вместе с тем в центральной части озера (NER-5) такого перерыва по литологическим данным не наблюдается. Такое строение разреза может быть объяснено падением уровня озера в первой половине голоцена, которое сменилось трансгрессией в начале атлантического периода. Глубина падения уровня достигала приблизительной отметки 85 м абс., что на 8 м ниже современного среднегодового уровня воды в озере. Размеры озера, вероятно, сокращались в несколько раз. Реки и ручьи, дренирующие борта Ростовской котловины выдвигали свои русла и дельты к этому остаточному водоему, принося песок и размывая озерное дно. Продолжительность и причины выявленной регрессии на данном этапе исследований определить затруднительно.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-00083).

ЛИТЕРАТУРА

1. Wohlfarth B. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia / B. Wohlfarth, P. Tarasov, O. Bennike, T. Lacourse, D. Subetto, P. Torssander, F. Romanenko // *Journal of Paleolimnology*. – 2006. – V. 35. – P. 543–569.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРЕННИХ ДОЛИН ХИБИНСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Н.Г. Константинова

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

Несмотря на значительный объём собранных материалов и обилие разнообразных гипотез и реконструкций, появившихся ещё в XIX веке, интерес к восстановлению истории формирования и позднейшей динамики рельефа долин остается высок, т.к. именно здесь сконцентрированы массивы палеогеографических данных.

В основных чертах долинная сеть Хибинского массива заложилась задолго до наступления ледниковой эпохи по трещинам и разломам, образовавшимся, как во время остывания интрузии, так и в результате длительных дифференцированных тектонических движений. Современный рельеф, особенно верхних звеньев эрозионной сети, сформировался во время деградации покровного оледенения и после него.

Наиболее полный и изученный разрез четвертичных отложений охватывает вторую половину позднего плейстоцена и голоцен. По последним данным на Кольском полуострове установлены отложения московского оледенения, микулинской межстадиальной трансгрессии, морена ранневалдайского оледенения, межстадиальные осадки, отложения поздневалдайского оледенения и голоценовые осадки. Фрагменты более древних образований сохранились в самых глубоких депрессиях коренного рельефа, где обнаружена доледниковая кора выветривания и другие доледниковые континентальные отложения [1, 2].

По данным J.I. Svendsen et. al. [1] последнее (валдайское) оледенение перекрывало весь Кольский полуостров и имело значительную мощность (более двух тысяч метров), однако для центральной части полуострова рядом исследователей (М.К. Граве, А.А. Никонов, В.Я. Евзеров, Б.И. Кошечкин и др.) оно разделяется на две стадии. В первую стадию покров имел максимальные мощность (предположительно, около тысячи тысяч метров) и распространение, перекрывая вершины низкогорных массивов. Во вторую стадию поверхность льда достигала средней части склонов. Одновременно с покровным оледенением, а также после него, в крупных долинах существовало горно-долинное оледенение [2, 3].

Разные геоморфологические и палеогеографические условия, существовавшие во время наступания и деградации поздневалдайского ледникового покрова, а также возникновение горно-долинного оледенения обусловили формирование различных по морфологии, возрасту и происхождению комплексов рельефа и ледниковых отложений в днищах долин и котловинах.

Для внутренних долин южной части Хибин в позднеплейстоценовое и голоценовое время было характерно развитие подпруженных краем ледника озер. Причем рельеф и история развития смежных долин, находящихся примерно в одинаковых условиях и имеющих схожую ориентировку, значительно отличается. Такими долинами являются, например, долины Поачвумйока, Вудъяврйока и ручья Снежного. Для долин р. Поачвумйок и руч. Снежный характерно наличие мощных толщ флювиогляциальных отложений. В долине руч. Снежный они слагают флювиогляциальную дельту, в настоящее время вскрытую карьером по добыче ПГС. В долине р. Поачвумйок этими отложениями сложены террасы, развитые в нижнем течении.

Во время деградации покровного ледника в пределах внутренних долин от него отчленялись массивы льда, занимавшие депрессию с озерами Малый и

Большой Вудъявр. Перед краем покровного льда накопились мощные толщи флювиогляциальных и озерных отложений. Приледниковый водоем между горными ледниками на севере и покровным ледником на юге существовал, вероятно, в течение непродолжительного времени. Осадконакопление в оз. Купальном, судя по материалам Д.Б.Денисова, началось в конце пребореального – начале бореального периода [3].

Следы горного оледенения представлены в основном холмисто-западинными каровыми моренами, а в некоторых долинах, выходящих за пределы кара, и серией конечно-моренных форм голоценого и более древнего возраста. Во время отступления покрова сохранялись условия для существования горных ледников, которые в пределах западной части Хибин также испытали несколько этапов активизации и спускались до абс. отметок 400-500 м. Деградация горно-долинных ледников носила характер ареальной дегляциации, когда происходило отчленение и пассивное таяние неподвижных глыб льда, в результате чего в днищах каров и троговых долин сформировался своеобразный холмисто-западинный рельеф абляционной морены.

Детали строения рельефа и рыхлых отложений южной и центральной частей гор указывают на существенно меньший объём последнего ледникового щита, с одной стороны, и на гораздо более сложную картину дегляциации, с другой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Svendsen J.I. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia / J.I. Svendsen et. al // Quaternary Science Reviews. – 2004. – No 23. – P. 1229-1271.
2. Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и Прихибинской равнины / А.Д. Арманд. – Апатиты, 1964. – 244 с.
3. Евзеров В.Я. Покровные и горные оледенения позднего плейстоцена и голоцена в районе Хибинских гор / В.Я. Евзеров, С.Б. Николаева // Геоморфология. – 2010. – № 1. – С. 26-36.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕНЕПСКОГО НАДГОРИЗОНТА В РАЗРЕЗЕ ВЕНДА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ НЕПСКОГО СВОДА

А.И. Конюхов, М.Д. Балагуров

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

В основании разреза нижненепского горизонта венда, перекрывающего породы архейского фундамента, залегают гравелиты и крупнозернистые песчаники, содержащие тонкие прослои алевролитов и аргиллитов (рисунок) и характеризующиеся косой и полого-волнистой слоистостью. Выше они сменяются разномышными гравелитными песчаниками кварц-полевошпатового состава, которые в свою очередь перекрыты алевролитными аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. От основания к кровле горизонта наблюдается постепенное утонение гранулометрии терригенных пород. Мощность горизонта в юго-западной части Непского свода варьирует от 15 до 35 м. В песчаниках, являющихся в регионе коллекторами для залежей нефти и газа, развит глинистый, карбонатный и сульфатный цементы порового и пленочного типа.

В центральном секторе территории исследований характер разреза существенно меняется, так как в нижней его половине среди обломочных пород появляются прослои, сложенные отложениями иного состава. Детальное описание керна, его исследование в шлифах, а также методами гранулометрического и рентгено-структурного анализа показало, что эти образования представлены доломитами и ангидритами с включениями доломитовых известняков и мергелей. Преобладает доломит, которым нацело сложены отдельные пропластки. Он также присутствует в виде цемента в линзах и прослоях песчаников. В отдельных образцах его содержание превышает 90%. Сохранившиеся текстурные и структурные признаки позволяют предположить, что он замещает карбонатные пленки, выделенные циано-бактериями в процессе формирования микробных построек. В отдельных прослоях в ассоциации с доломитом находятся гипс и ангидрит, вместе с которыми в небольшом количестве нередко присутствует галит. Суммарная толщина пород карбонатно-сульфатного состава в отдельных скважинах меняется от 2 до 5 м. Согласно данным рентгено-структурного анализа среди них выделяются несколько минеральных ассоциаций: кальцит-доломит-ангидритовая, доломит-ангидрит-кальцит-галитовая и кальцит-доломит-галитовая. Первая ассоциация характерна для нижнего эвапоритового прослоя, вторая - для прослоя, лежащего выше по разрезу. Оба прослоя разделены тонким пропластком глинистых пород.

Третья кальцит-доломит-галитовая ассоциация приурочена к пачке среднезернистых песчаников толщиной до 3 м, расположенной в прикровельной части нижненепского горизонта. Содержание галита, которым заполнены поры в породе, может достигать 30%, в то время как доля кальцита составляет 15%. В подстилающих и перекрывающих песчаники глинистых породах также присутствуют минералы сульфатной и хлоридной групп. Их содержания при этом не превышают 5%. Можно предположить, что эти осадки аккумуляровались в пределах древней себхи, располагавшейся в береговой зоне мелководно-морского бассейна.

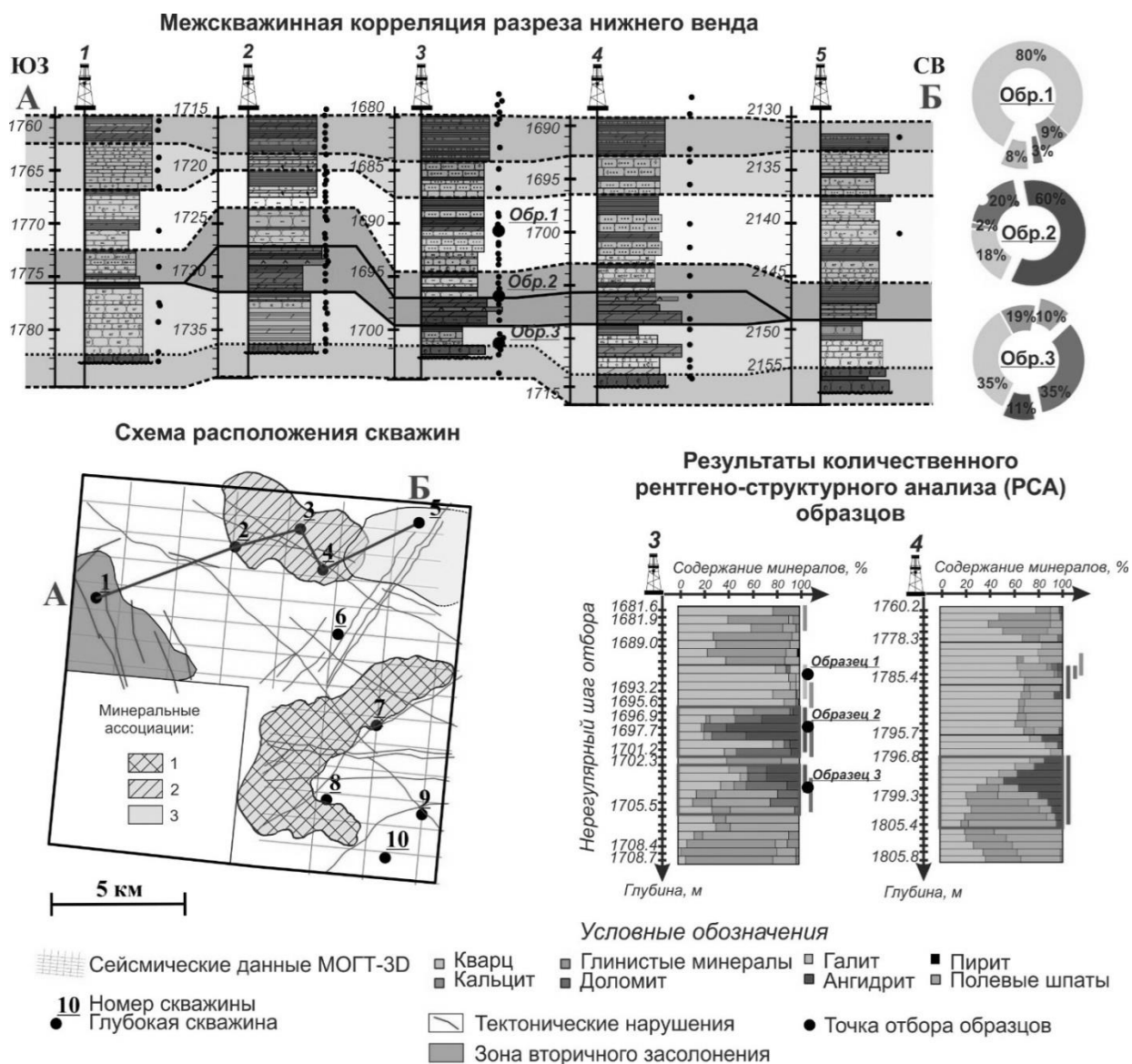


Рисунок. Литологическая характеристика отложений нижненепского надгоризонта по результатам выполненных работ

Помимо минеральных солей седиментационного происхождения на ряде участков наблюдается развитие в песчаниках галитового цемента, вызванное движением усолевских солей вниз по разрезу вендских отложений. Вторичное засоление галитом приводит к резкому ухудшению фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) песчаного коллектора. Прогноз развития этого процесса является важным аспектом поисково-разведочных работ, которые в настоящее время проводятся в разных районах Непского свода. Анализ сейсмических разрезов, полученных при проведении 2Д и 3Д съемки, свидетельствует о том, что засоленные площади находятся в районах широкого развития разломной тектоники, тогда как седиментационные эвапориты приурочены к депрессиям в структуре поверхности древнего рельефа, где могли располагаться небольшие лагуны и себхи.

К ВОПРОСУ СООТНОШЕНИЯ СТАДИЙ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА УГЛЕЙ И МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова

Саратовский национальный исследовательский государственный университет, Саратов, Россия

Формирующиеся угольные пласты являются мощным источником летучих компонентов: воды, уголекислоты, метана, в значительно меньшей степени сероводорода и других газов. Очень важным обстоятельством представляется тот факт, что набор летучих, составляющих основную часть потерь в ходе преобразования углей, заметно меняется: на стадиях торфа и бурого угля теряется главным образом CO_2 , тогда как на стадиях антрацита – метан (Успенский, 1970; Холодов, 2006). Сжимаясь и уплотняясь под действием возрастающей геостатической (геодинамической) нагрузки и увеличивая уровень восстановленности (карбонизации), за счет нарастающего прогрева угли «сбрасывают» рождающиеся в них горячие газодонные флюиды в участки относительно низких давлений. Таковыми являются жесткие пласты – коллекторы, т.е. песчаники, песчано-гравийные породы, которые залегают между угленосными пачками и свитами, а также зоны тектонических разломов и трещин. Газодонный флюид включается в гидродинамический (гидротермальный) процесс, действующий в упомянутых пластах-коллекторах. При рассмотрении данной проблемы геологи, к сожалению, не всегда и не в полной мере учитывают участие этого фактора в преобразовании пород-коллекторов. И уже совсем игнорируют меняющийся состав летучих компонентов, который является функцией уровня карбонизации углей. Установлено (Станов, 1982), что одна и та же степень метаморфизма угля может приходиться на различные температуры с разницей в $100\text{--}200^\circ$ в зависимости от скорости нагрева. Связано это, по мнению Х.Л. Хедеманна (Hedemann, 1963), с обстановками стремительного погружения толщ, когда процессы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температур. При этом скорость деструкции угля в силу своей инертности отстает от скорости нарастающего прогрева. Поэтому в мобильных геодинамических обстановках с быстро растущей скоростью нагрева (прогибания) одинаковая масса летучих с одним и тем же балансом CO_2 – CH_4 способна поступать в коллектор, воды которого могут характеризоваться большим ($100\text{--}200^\circ$) разбросом температур. Это обеспечивает широкий диапазон преобразований минеральных компонентов осадочных пород, соответствующий одной и той же марке углей. В таких случаях изменения песчаников могут опережать катагенез углей (Япаскерт, 1983) и, чем тектоническая активность (в нашем понимании скорость погружения) выше, тем контрастнее расхождения в степени измененности пород и углистого вещества. Н.М. Страхов и Н.В. Логвиненко (1959), считая, что тектонический режим направляет процессы литификации в период диагенеза, катагенеза и даже метагенеза, не придавали должного внимания фактору интенсивности прогибания, т.е. скорости прогрева осадочных толщ. Однако, для угольных месторождений это имеет исключительное значение.

Чтобы оценить вклад отделяющихся летучих компонентов (CO_2 и CH_4) в общий результат преобразования пород – коллекторов, были рассмотрены случаи, когда одни и те же «фоновые» изменения межугольных толщ (за счет литогенеза погружения) оказывались сопряженными с угленосными формациями разных стадий карбонизации. Важно подчеркнуть, что роль CO_2 и CH_4 в эпигенезе не равнозначна. Уголекислота осуществляет самый жесткий контроль величины pH, ϵ_h и их изменения, обеспечивая условия переноса или отложения присутствующих в

минералообразующей среде соединений (Наумов, Малинин, 1968). Метан же химически не активен, практически не окисляется, плохо растворим в воде и его участие в гидротермальном минерогенезе весьма скромное, если не сказать большего. В докладе проанализирован процесс ломонтитизации (низкотемпературной цеолитовой пропилитизации) гравийно-песчаных пластов на угольных месторождениях с неодинаковыми геодинамическими обстановками. В результате установлена относительная скорость прогибания угленосных толщ, при которой газоводный флюид, отделяющийся от метаморфизирующихся углей, находится в равновесии с вторичными процессами, происходящими в межугольных коллекторах. Ускорение темпов погружения приводит к нарушению этого равновесия. Так, при скорости опускания, обуславливающей низкотемпературную пропилитизацию в аркозовых песчаниках межугольных пластов и степень углефикации Г и Ж самих каустобиолитов, которые обеспечивают незначительное количество ($79 \text{ м}^3/\text{т г.м}$) отделяющегося CO_2 (Бочкарев, 1984), ломонтит цемента песчаников является обычным естественным аутигенным минералом (Ленский угольный бассейн). В Сангарском районе он служит коррелятивом при сопоставлении и расчленении разрезов (Пчелина, 1960; Запорожцева, 1960; Гусев, Запорожцева, 1960; Коссовская, 1962; и др.). При большей скорости прогибания, создающей низкотемпературную пропилитизацию в межугольных коллекторах в сочетании со слабо карбонизированными углями (Б,Д), отдающими с опозданием повышенное количество ($133 \text{ м}^3/\text{т г.м}$) CO_2 (Бочкарев, 1984; Мазор, 1983), происходит резкое поокисление растворов. Это явилось причиной интенсивной каолинизации ломонтита и сопутствующих аутигенных минералов, которую описывает В.И. Копорулин (1961, 1962) в Прииркутской впадине Иркутского угленосного бассейна. Следовательно, минералогические исследования позволяют реконструировать тектонические обстановки угленосных бассейнов, при которых или вмещающие породы более активно изменялись по сравнению с каустобиолитами, или когда эти процессы по степени интенсивности (глубине преобразования) были равнозначны. Последний случай говорит о возможности прямого сопоставления стадий изменения углей и вмещающих их пород в широком термодинамическом диапазоне. Важно подчеркнуть, что до сегодняшнего дня такое сопоставление считалось допустимым только для процессов седименто- и диагенеза. А приводимые в литературе температуры образования углей той или иной степени метаморфизма должны быть обязательно скорректированы с температурами формирования метасоматических формаций межугольных пластов-коллекторов как наиболее достоверными.

ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ РИФТОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – КЛЮЧ К ПРОГНОЗУ ГАЗОВЫХ И ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин, М.П. Логинова

Саратовский национальный исследовательский государственный университет, Саратов, Россия

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

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

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

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

истощения мантии доплитной стадии во многом сохранилась и в дальнейшем – на плитном этапе.

Рассмотренные в докладе материалы позволяют сказать следующее.

1. Для Западной Сибири типичен гипогенный наложенный эпигенез, вызванный структурной перестройкой региона. На особенности глубинного эпигенеза большое влияние оказывали погребенные континентальные рифты. В южном и северных районах наложенные процессы существенно различаются.

2. На севере Западно-Сибирская плита наиболее осложнена рифтогенезом (Тазовская губа, Гыданский полуостров и т.д.). Там, в условиях повышенных температур и дефицита CO_2 (за счет деплетирования мантии) вдоль глубинных разломов, рассекающих породы фундамента (переходного комплекса) и чехла, широко развита цеолитовая фация (минерал-индикатор ломонтит) и спорадически – трансильванская (характерный минерал кальцит). Обе фации входят в состав низкотемпературных пропилитов.

3. Обь-Иртышское междуречье (юг Западно-Сибирской плиты) – территория, которая практически не преобразована рифтогенезом. Там в обстановке более низких температур и аномально высоких концентраций глубинного CO_2 (признак неистощенного состояния мантии) вдоль разломов, секущих чехол и фундамент, масштабно представлены взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы каолинизации и карбонатизации.

4. Контроль наложенного эпигенеза глубинными разломами и оперяющей трещиноватостью привёл к тому, что возникли вертикальные афациальные зоны минерализации в виде своего рода «столбов»: ломонтитовых на севере, каолинитовых и карбонатных (преимущественно кальцитовых) – на юге.

5. Цеолитовые пропилиты, имеющие региональное распространение, как правило, продуктивны. Поэтому «ломонтитовые столбы» необходимо рассматривать, в первую очередь, как вместилища газоконденсата и (или) природного газа. Перспективные на них участки надо искать в вулканитах (T_{1-2}) Колтогорско-Уренгойского, Ямальского, Худосейского, Худоттейского и других аналогичных рифтов. Но прежде всего следует искать в перекрывающих их нижнемеловых и более древних осадочных толщах (песчаниках, алевро-песчаниках), образующих антиклинальные структуры и надрифтовые инверсионные валы, которые соседствуют с региональными разломами Уренгойского района, полуостровов Ямал и Гыдан, Обской и Тазовской губ, шельфа Карского моря.

ОСАДОЧНО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАТАРСТАНА

Э.А. Королёв¹, А.И. Бахтин¹, А.А. Ескин¹, А.Э. Королёв¹, Э.Р. Бариева²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²Казанский государственный энергетический университет, Казань, Россия

Осадочный рудогенез является одним из наименее изученных направлений в рудной геологии. При этом, если стратиформным залежам полезных ископаемых еще уделяется внимание, то рассеянными в породах первично-осадочными рудными минералами практически не занимаются. Хотя многие специалисты в этой области, и не отрицают их ведущую роль, как первичного источника, в формирование месторождений [1, 2]. Учитывая это, было проведено изучение состава и особенностей распределения акцессорных рудных минералов в терригенных отложениях юрского возраста на территории Татарстана.

Согласно работам В.В. Митта, юрские отложения на западе Татарстана представлены терригенным комплексом байоского, батского, келловейского и оксфордско-кимериджского ярусов, с несогласием залегающих на эродированной поверхности пермских отложений. В разрезах юры Среднего Поволжья преобладают зеленовато-серые и черные глины с прослойками алевролитов, песчаников и горючих сланцев. На протяжении всей геологической истории развития породы не испытывали глубоких погружений, оставшись на стадии диагенеза. Таким образом, сохранилась возможность изучения первичной рудной минерализации осадочных отложений, приобретенной в процессе литификации илистых осадков.

Основным методом изучения рудных минералов являлся автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп Merlin Carl Zeiss, совмещенный со спектрометром энергетической дисперсии Bruker AXS. Разрешение спектрометра 129 эВ. Точность измерения составляет 0.1-1%.

В качестве объектов исследования были выбраны породы, отражающие вариации геохимических фаций Русского палеоморя: песчаники, алевролиты, глины. Мелководные песчаники и алевролиты со знаками волновой ряби представляли отложения оксидной геохимической фации, зеленовато-серые и черные глины – диоксидной и аноксидной геохимических фаций, соответственно.

Песчаники, согласно оптико-микроскопическим исследованиям, на 85% сложены аллотигенными зернами кварца, полевых шпатов, чешуйками мусковита и хлорита, на 15% – кальцитовым цементом базального типа, выполнения. В алевролитах обломочная компонента по составу аналогична песчаникам, цемент карбонатно-глинистый порового и контактового типа. Пористость песчаников составляет 3-5%, алевролитов – 10-15%. Электронно микроскопические исследования показали, что из рудных минералов в песчаниках присутствуют только оксиды железа с примесью марганца и оксиды марганца. Оксиды железа по весовому соотношению химических элементов можно отнести к магнетиту с формулой $MnFe_2O_4$. Они образуют уплощенные таблитчатые кристаллы длиной до 10,0 мкм, шириной до 6,0 мкм, толщиной до 2,5 мкм. На поверхностях наиболее развитых граней отмечаются вицинальные формы роста и многочисленные незалеченные ямки. Реже встречаются октаэдрические формы магнетита размером до 2,5 мкм. Оксиды марганца по весовому соотношению элементов близки по составу к пиролюзиту (MnO_2). Они встречаются в виде шаровидных обособлений с хорошо выраженным внутренним концентрически-зональным строением. Каждая зона роста агрегата сложена плотно сросшимися игольчатыми кристалликами.

В алевролитах преобладают железо-титановые ассоциации рудных минералов. Присутствуют как соединения с весовым соотношением элементов близким к магнетитам, так и соединения с соотношением элементов близким к рутилу (TiO_2). Железо-титановая минерализация приурочена к порам породы, их агрегаты размером 8,0-15,0 мкм нарастают на зернах кварца и полевых шпатов. Формы выделения представлены разнообразными овалоидами, шишковидными псевдосталактитовыми агрегатами, сужающимися к центру пор алевролитов. Поверхности агрегатов характеризуются чешуйчатым строением.

Зеленые глины сложены аксиально ориентированными глинистыми чешуйками иллит-монтмориллонитового состава с примесью хлорита и иллита. Обломочная компонента, представленная зернами кварца, полевых шпатов и остатками кокколитофорид, не превышает 20%. Рудные минералы представлены интерметаллидами медно-никелевого состава. Интерметаллиды образуют уплощенные обособления размером до 25,0 мкм с относительно ровной поверхностью. Ориентированы в глинистой массе согласно слоистости породы.

Черные глины и горючие сланцы большей частью сложены глинистыми минералами (иллит-монтмориллонит, хлорит, иллит), обломочные зерна кварца, полевых шпатов, чешуйки мусковита и хлорита не превышают 25%. Породы характеризуются плотным сложением, минеральные зерна плотно соприкасаются друг с другом, структура пелитовая, текстура горизонтально-слоистая. Характерной особенностью пород аноксидной геохимической фации является наличие органического вещества, которое составляет от 5,0 до 20,0% [Korolev]. Рудная минерализация представлена пиритовыми агрегатами, содержание которых доходит до 4,0% объемной массы пород. В черных глинах пирит представлен преимущественно фрамбоидами размером до 5,0 мкм. Участками фрамбоиды, срастаясь, образуют малопротяженные линзочки, участками – присутствуют в виде одиночных обособлений в глинистой массе. Реже встречаются агрегатные сростки, состоящие из плотно упакованных, относительно крупных октаэдрических кристаллов пирита. В горючих сланцах пирит представлен уплощенными агрегатами с неровной бугорчатой поверхностью размером до 4,0 мкм. Все агрегаты ориентированы согласно слоистости и сланцеватости осадочных пород. Часть из них замещается аутигенным гипсом.

Таким образом, в отложениях юрского осадочного комплекса прослеживается четкая дифференциация рудных минералов по геохимическим зонам Среднерусского палеоморя. Вблизи береговой линии, в песчаниках, осаждались железо-марганцевые соединения, ниже, в области накопления алевролитов, – железо-титановые соединения, в переходной геохимической зоне, где формировались зеленые глины, – медно-никелевые интерметаллиды, и в наиболее глубоководной, бескислородной зоне, где образовывались черные глины и горючие сланцы, – сульфиды железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений / Е.А. Басков. – Л.: Недра, 1983. – 263 с.
2. Игнатов П.А. Палеогидрогеология рудообразования: учебное пособие / П.А. Игнатов. – М.: РГГРУ, 2012. – 115 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА МАЛОЕ МИАССОВОЕ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ, РФ)

Л.Р. Косарева, Н.Г. Нургалиева, А.Р. Юсупова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Озерные осадочные отложения обладают высокой степенью разрешения записи осадочной истории [1], что ценно для генетической интерпретации осадочных последовательностей, в том числе, в свете палеоклиматических и палеоэкологических трендов и событий. В качестве одного из объектов изучения в рамках научно-исследовательской экспедиции сотрудников КФУ ИГиНГТ 2019 г., было выбрано озеро Малое Миассовое. Оно расположено в восточных предгорьях Уральских гор, на границе Чебаркульского и Аргаяшского районов Челябинской области (55°9'59"N 60°21'3"E). Западная часть озера относится к территории Ильменского государственного заповедника. Котловина озера тектонического происхождения. Площадь водного зеркала - 12,2 км², длина составляет 9 км, ширина - до 3 км. Зона максимальных глубин расположена в западной части акватории и составляет 8,5 м, средняя глубина - 4,1 м. В озеро впадают небольшие реки, а вытекает река Караси.

Сейсмоакустические исследования акватории, позволили определить характер, мощность отложений, локализовать газонасыщенные участки и обнажения коренных пород в толще воды, наметить места отбора керновых колонок [2]. Отбор четырех кернов длиной от 1,4 до 5,24 м был произведен с использованием уникального донного пробоотборника, спроектированного и изготовленного в Казанском университете [3]. Послойный отбор проб с шагом 2 см производился в полевом лагере сразу после того, как керн был доставлен на берег.

Изучение вещественного состава осадков проводилось по образцам керновой колонки № 3 длиной 5,24 м с шагом отбора 10 и 20 см. Измерения широкого круга химических элементов, начиная с Na и до Zr, Ba и Pb методом рентгенофлуоресцентного анализа были проведены с использованием спектрометра Bruker S8 Tiger. Разрез отложений охарактеризован содержанием 27 химическими элементами. Основными макроэлементами выступают Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Fe, P и Ti. Ряд микроэлементов представлен V, Cr, Mn, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Ni, Cu, As. Для выяснения условий формирования озерных осадков информативными оказываются следующие литохимические отношения: SrO, SO₃, CaO, Ti/K, SiO₂/Al₂O₃, STI, титановый и железный модули [4-6].

Содержание органического вещества проводилось на основе определения потерь при прокаливании и составило от 12 до 76 %. Исследуемые донные образования – это главным образом органические отложения, представленные сапропелями кремнеземистыми, малозольными и сапропелитами. Минеральный состав определен с использованием дифрактометра Bruker D2 Phaser. Хлорит характеризует глинистые минералы; кластика охарактеризована слюдой, кварцем, альбитом, тридимитом, кристобалитом, реже микроклином, амфиболами, антигоритом и тальком; кальцит и доломит нижней части разреза характеризуют группу карбонатов.

Датирование образцов проведено равномерно по разрезу по 9 образцам. Пробы были направлены в Тайвань на Факультет Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab) для измерения на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE.

Нижняя часть разреза отмечена возрастом 19730 ± 615 лет назад, что позволяет стратиграфически отнести отложения к голоцен-плейстоценовому возрасту.

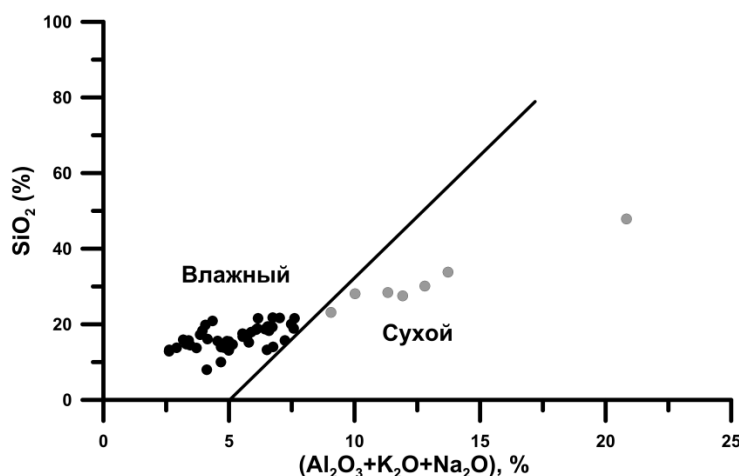


Рисунок. Приуроченность образцов к палеоклиматическим группам по соотношениям $\text{SiO}_2\%$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})\%$ по [7]. Черные точки характеризуются влажным климатом и относятся к верхней части разреза до глубины 3,5 м; серые точки характеризуются сухим климатом и относятся к нижней части разреза от 3,5 до 5,24 м.

Выявление геохимических и минералогических особенностей вещественного состава отложений озера Малое Миассово позволило определить вариации изменений климата на протяжении голоцена и позднего плейстоцена происходившие на территории южного Урала.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности 5.3174.2017/4.6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Evans M.E. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics / M.E. Evans, F. Heller. – San Diego: Academic Press, 2003. – 311p.
2. Kosareva L. Seismic and magneto-mineralogical investigations lake Maloe Miassovo (South Ural, Russia) / L. Kosareva, D. Kuzina, D. Nurgaliev, P. Krylov, V. Antonenko // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. – 2018. – V. 18(4.3). – P. 383-390.
3. Борисов А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер: дис... докт. геол.-минерал. наук / А.С. Борисов. – Казань, 2004. – 146 с.
4. Ruxton B.P. Measures of the degree of chemical weathering of rocks / B.P. Ruxton // Journal of Geology. – 1968. – V. 76. – P. 518–527.
5. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
6. Suttner L.J. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy / L.J. Suttner, P.K. Dutta // J. Sediment. Petrol. – 1986. – V. 56. – P. 329–345.
7. High Resolution geochemical XRF data from Elk Lake, Minnesota: A Holocene paleoclimate record from varved lacustrine sediments. A thesis submitted to the faculty of the graduate school of the university of minnesota by robert allen rush in partial fulfillment of the equirements for the degree of master of science - Erik T. Brown, September 2010.
http://141.150.157.117:8080/prokPUB/chaprender/jsp/showchap.jsp?chapnum=281&initsec=04_02

О НОВЫХ ДАННЫХ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ДОННЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ТУРГОЯК (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛАСТЬ, РФ)

Л.Р. Косарева, А.Р. Юсупова, Н.Г. Нургалиева, П.С. Крылов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Озера - элемент многих современных и древних ландшафтных обстановок. Чувствительность к изменениям климата, разнообразие формирующихся осадочных фаций в вертикальном разрезе, высокая скорость седиментации позволяют считать озера одними из лучших архивов палеоклиматической информации последних тысячелетий по сравнению с морскими, океаническими осадками, лессами и ледяными кернами [1].

В качестве объекта исследований выступает одно из крупных озер Южного Урала тектонического происхождения – озеро Тургояк. Озеро и прилегающие территории являются Памятником природы Челябинской области [2]. Площадь водной поверхности озера составляет 26,4 км². Высота над уровнем моря 320 м. Средняя глубина - 19 м, максимальная глубина достигает 36,5 м. Питание озера в основном обеспечивают грунтовые воды, реки и ручьи. Площадь водосбора составляет 476 км². Вода озера имеет высокую прозрачность, которая составляет от 10 до 17,5 м.

В рамках научно-исследовательской экспедиции сотрудников КФУ ИГиНГТ в 2017 г., направленной на изучение донных осадочных отложений озера, было получено 6 керновых колонок. С целью отбора керна ненарушенных стратифицированных осадков были проведены предварительные сейсмоакустические исследования акватории озера. При отборе керновых колонок использовался уникальный донный пробоотборник, спроектированный и изготовленный в Казанском университете [3]. Послойный отбор проб в маркированные зип-пакеты для лабораторных исследований проводился с шагом 2 см в полевом лагере сразу после того, как керн доставлялся на берег.

Литологически осадок представлен наилком слабоконсолидированным, органо-минеральными сапропелитами и минеральными отложениями. Опробование озерных отложений на основе рентгенофлуоресцентного анализа и рентгенодифрактометрии проводилось по образцам керновой колонки № 5 длиной 5,65 м с шагом отбора 10 см. При помощи спектрометра Bruker S8 Tiger были проведены измерения широкого круга химических элементов, начиная с атомного номера 11 (Na), вплоть до Ba, La и Nh. Вертикальный разрез отложений охарактеризован содержанием 29 химических элементов. Выявление органического углерода проводилось на основе определения потерь при прокаливании. Содержание органического вещества составляет 12-40%. Минеральный состав определен с использованием дифрактометра Bruker D2 Phaser. Глинистые минералы осадочных отложений представлены хлоритом; также в составе образцов в кластике присутствуют слюда, кварц, альбит, тридимит, кристобалит, реже встречаются микроклин, амфиболы, антигорит, тальк; группа карбонатов представлена кальцитом и доломитом в нижней части разреза.

Для датирования образцов осадочной толщи равномерно по разрезу было отобрано 9 образцов. Подготовленные пробы направлены в Тайвань на Факультет Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab) для измерения на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Полученные результаты позволяют стратиграфически отнести отложения к голоцен-плейстоценовым.

Сейсмоакустические исследования акватории озера позволили выявить некоторые особенности строения котловины, характер залегания осадочной толщи и ее мощность. Детальное изучение разреза керновой колонки озерной системы позволило выявить ее геохимические и минералогические особенности вещественного состава. Определение содержания основных макро и микроэлементов, их среднее значение по разрезу, расчет литохимических отношений и индексов, вариации содержания органического вещества легли в основу выявления палеоклиматических изменений (рисунок) на протяжении более 20 тыс. лет. Отмечается важное значение привноса терригенного материала с водораздельных пространств, где он накапливался благодаря рециклированию осадочного вещества, первичными источниками для которого служил Южный Урал, богатый сульфидными рудными месторождениями.

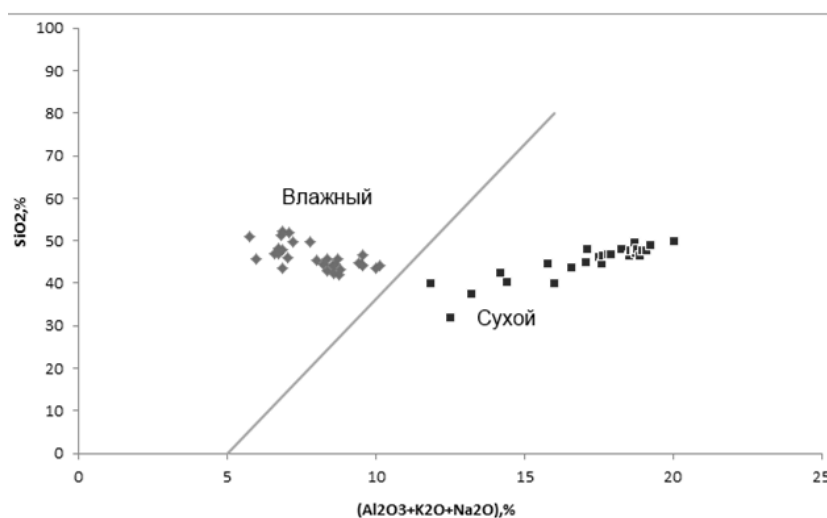


Рисунок. Приуроченность образцов к палео-климатическим группам по соотношениям $\text{SiO}_2\%$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})\%$ по [4].

Серые точки характеризуются влажным климатом и относятся к верхней части разреза до глубины 3 м; черные точки характеризуются сухим климатом и относятся к нижней части разреза от 3 до 5,65 м.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности 5.3174.2017/4.6.

ЛИТЕРАТУРА

1. Evans M.E. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics / M.E. Evans, F. Heller. – San Diego: Academic Press, 2003. – 311 p.
2. Положение о памятнике природы Челябинской области озере Тургояк. – <http://www.redbook.ru/article569.htm>
3. Борисов А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер: дис... докт. геол.-минерал. наук. / А.С. Борисов. – Казань, 2004. – 146 с.
4. Suttner L.J. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy / L.J. Suttner, P.K. Dutta // J. Sediment. Petrol. – 1986. – V. 56. – P. 329–345.

ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТЮМЕНСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ НГБ)

Ю.А. Коточкова, А.П. Вайтехович, Н.В. Пронина

МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

Изучаемый район находится в пределах Краснотенинского свода, который расположен на юго-западе Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Свод вытянут с юго-востока на северо-запад и имеет протяженность до 115-165 км. Амплитуда свода вверх по разрезу уменьшается, поэтому свод не выделяется как положительная структура по кровле палеогеновых отложений (Шпильман и др., 2003). Краснотенинский свод – конседиментационная структура 1-го порядка, располагается в пределах Зауральского геоблока, отделяясь от сопредельных положительных структур с востока – Елизаровским мегапрогибом, с запада – Южно-Бобровским мегапрогибом. С юга, посредством Яхлинской седловины, происходит его сочленение с Шаимским мегавалом, с востока – Ханты-Мансийской впадиной, свод осложнен двумя вершинами — Ем-Еговской и Каменной, разделенными сложным по морфологии Пальяновским прогибом. По фундаменту свод имеет блоковое строение [3].

Тюменская свита впервые была выделена в 1954 г. Н.Н. Ростовцевым в скважине Шеркалинская-139Р. Отложения распространены практически повсеместно по всей территории Западно-Сибири. Свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Свита формировалась с ааленского по батский века [4].

В ааленское время на территории Западно-Сибирской плиты существовали континентальные условия. В зоне Широтного Приобья, на самом западе которой расположен изучаемый объект, развивались низменные аккумулятивные равнины, в пределах которых области денудации приурочены к сводовым частям локальных поднятий. В это время формировалась нижняя подсвита тюменской свиты. В основании прослеживаются грубообломочные породы, такие как гравелиты, конглобрекции и др.

В байосское время большую часть территории занимали низменные аккумулятивные и прибрежные равнины, последние иногда затоплялись морем. В районе Широтного Приобья получают развитие крупные озёра с застойным режимом. Произошедшее во второй половине века повышение уровня моря повлияло на эту область: в ней начали преобладать лагунные, болотные, озерные, речные и дельтовые обстановки осадконакопления. Формировалась средняя подсвита тюменской свиты [2].

В батское и начале келловейского времени усиливаются процессы эрозии и денудации в областях сноса, практически повсеместно развита низменная аккумулятивная равнина. Краснотенинский свод находился в области прибрежной равнины, изредка затопляемой морем. Шло формирование прибрежно-морских, дельтовых, лагунных, реже аллювиальных песков, алевроитов, глинистого материала и торфа в зонах мелкого моря, а на прибрежной равнине отлагались аллювиальные отложения рек, озер и пойм.

В настоящей работе кроме комплекса литологических методов для изучения вмещающих пород тюменской свиты использовались углпетрографические исследования углей, являющихся неотъемлемой частью тюменской свиты. Были выполнены макроскопические (72 обр.), микроскопические (38) исследования и

технический анализ отдельных образцов (12) из 6 скважин - 8717, 8227, 14791, 8793, 6974, 1189.

Мощность тюменской свиты в исследуемом районе изменяется от 30 м до 135 м. Определение фациальной принадлежности проводилось на основе характерных признаков, обусловленных структурой, текстурой, фаунистическими и растительными остатками, ихнофоссилиями и минеральными включениями. Для комплексирования признаков и диагностики фаций использовался атлас фаций тюменской свиты В. П. Алексеева [1].

Отложения тюменской свиты залегают несогласно на породах фундамента. Также в основании свиты может прослеживаться базальный горизонт (БГ), образованный при размыве выступов фундамента.

В результате было определено, что нижняя подсвита (ЮК7-ЮК9) формировалась в условиях континентальных озёр, имеет преимущественно алевро-глинистый состав. Средняя подсвита (ЮК5-6) формировалась в озёрных и аллювиальных условиях, имеет песчаное, алевролитовое и аргиллитовое строение. Верхняя подсвита (ЮК2-ЮК4) связана с обстановками аккумулятивной низменности (озёра и речные системы) и прибрежной равнины.

В нижней подсвите самым распространенным мацералом является коллотелинит – витринит, практически утративший исходную структуру в условиях длительного пребывания в застойных анаэробных условиях. В углях средней подсвиты появляются признаки проточности водоема торфонакопления (повышается зольность отдельных прослоев, увеличивается доля инертинита). Для верхней подсвиты характерно наибольшее количество инертинита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа». ГП ХМАО «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпилемана». – Ханты-Мансийск, 2003.
2. Гурари Ф.Г. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари, В.П. Девятов, В.И. Демин и др. – Новосибирск: Наука, 2005. – 156 с.
3. Конторович А.Э. Геология нефти и газа: Избранные труды. Т. I. Геология нефти и газа Сибири / А.Э. Конторович. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. – 540 с.
4. Конторович А.Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 680 с.

МИГРАЦИОННЫЕ АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

М.Д. Кравчишина, А.Ю. Леин

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

В связи с климатическими изменениями, происходящими в настоящее время, особое значение приобретают исследования карбонатообразования в шельфовых морях Арктики. Карбонаты, в составе которых присутствует углекислота, образованная при микробном окислении метана (MDAC) различного генезиса, распространены в этих морях. Аутигенное карбонатообразование является одним из мощных фильтров, помимо анаэробного окисления метана (АОМ), снижающих природную эмиссию метана – одного из основных парниковых газов, увеличение поступления которого в атмосферу может повлечь за собой мгновенный климатический отклик [2]. В конечном итоге вклад океана в глобальный баланс метана в атмосфере очень мал и по некоторым оценкам составляет около 2% [4]. Арктика характеризуется значительным количеством источников метана и относительно повышенным фоном этого газа в атмосфере. Исследования широкой зоны высачивания метана в северо-западной части Баренцева моря, протягивающейся на сотни километров между 74° и 79° с.ш., показали, что ее вклад в атмосферу придонного слоя составляет лишь 0,07% [7]. Признаки слабой локальной эмиссии метана в атмосферу наблюдались в морях Сибирской Арктики [3].

Холодные метановые сипы – выходы метансодержащих растворов и газовых струй из осадочных толщ – были открыты 35 лет назад в Мексиканском заливе на глубине 3200 м в 1983 г. [8]. Впоследствии метановые сипы были обнаружены во всех океанах [2]. К настоящему времени насчитывается множество работ, в которых исследуются различные аспекты аутигенной карбонатной минерализации и функционирования системы метановых сипов, в целом. Обзоры этих работ даны в публикациях [1, 2, 6].

Впервые на поверхности современных шельфовых осадков Сибирских арктических морей в 69-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» обнаружены крупные фрагменты (размером до 51×40×10 см, массой до 5,9 кг и плотностью 2,1 г/м³) аутигенных карбонатных построек и отдельные корки, с магниезиальным кальцитовым цементом [5]. Карбонатные образования подняты тралом с глубины 63 м в море Лаптевых. Расстояние между точкой касания и отрыва трала от дна составило 421 м, а центр изученного полигона площадью около 13 км² приурочен к точке с координатами 76.894 с.ш. и 127.798 в.д. В области траления визуально установлены метановые сипы и микробные маты. Изучены состав, морфология, макро- и микростроение карбонатных построек и корок. Аутигенное образование карбонатов построек и корок (структурные разновидности Mg-кальцита с содержанием 5–27 mol% MgCO₃), марказита и метастабильных форм Mn (тодорокита) происходило раньше и, очевидно, не на этом месте. Доказано участие метана в процессе карбонатообразования этих построек и корок. Величина $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{карб}}$ в образцах построек и корок достигала –40.1‰, $\delta^{13}\text{C}-\text{C}_{\text{орг}}$ – –40.2‰ и $\delta^{18}\text{O}$ – +4.8‰ vs. VPDB (рисунок). Имеющиеся у нас и в литературе данные по изотопному составу углерода карбонатов дают основания полагать, что CH₄, ассоциированный с карбонатами, на 25–30‰ изотопно легче углерода карбонатов, а именно $\delta^{13}\text{C}$ исходного CH₄ варьировал от –55 до –70‰ VPDB, то есть в пределах, известных для термогенного метана с примесью микробного. Обогащение карбонатных построек и корок изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) свидетельствует о том, что источник метана мог возникнуть в результате диссоциации газовых гидратов и, как следствие,

поступления флюида (обогащенного этим изотопом) в осадочную толщу на протяжении всего периода карбонатного осаднения. Отсутствие существенной вариабельности величин изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ указывает на отсутствие значимой флуктуации температуры придонной воды во время их формирования. Высказано предположение о преимущественно термогенном происхождении метана, участвовавшего в образовании карбонатных построек и корок при разложении газогидратов в период потепления в Арктике, которое происходило в голоцене примерно 10.5–8.5 тыс. л.н.

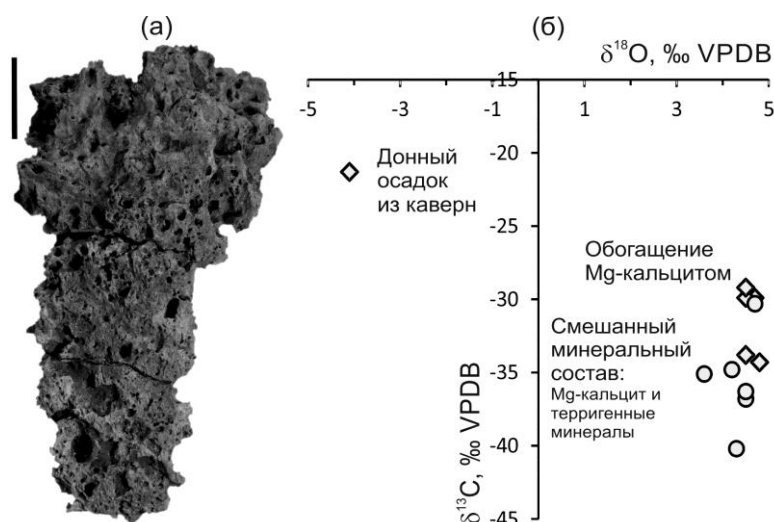


Рисунок. (а) фото карбонатной постройки из моря Лаптевых, поднятой донным тралом с глубины 63 м в 69-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», 2017 г. Масштаб слева соответствует 10 см. (б) диаграмма изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и углерода $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных построек (кружки) и корок (ромбы), поднятых тралом с поверхности осадка. Изотопный анализ ^{13}C и ^{18}O аутигенных карбонатов выполнен на масс-спектрометре Delta V+ с периферийным комплексом GasBenchII (аналитик Е.О. Дубинина, ИГЕМ РАН).

Авторы выражают благодарность начальнику экспедиции М.В. Флинту, а также А.Ю. Мирошникову, Е.О. Дубининой и О.М. Дара за предоставленные материалы и помощь в обработке проб. Экспедиционные исследования выполнены при поддержке госбюджета (финансирование морских экспедиций) и проекта Российского научного фонда № 14-50-00095. Работа проведена в рамках государственного задания, тема по. 0149-2019-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане / А.Ю. Леин // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 1. – С. 3–35.
2. Леин А.Ю. Биогеохимический цикл метана в Мировом океане / А.Ю. Леин, М.Е. Иванов. – М.: Наука. 2009. – 576 с.
3. Скороход А.И. Атмосферный метан и его изотопный состав над морями российской Арктики по результатам судовых измерений летом и осенью 2015 г. / А.И. Скороход, Н.В. Панкратова, И.Б. Белихов, П.Л. Томпсон, А.Н. Новигатский, Г.С. Голицин // Doklady Earth Sci. – 2016. – V. 470. – No 5. – P. 580–584.
4. Egger M. Global diffusive fluxes of methane in marine sediments / M. Egger, N. Riedinger, J.M. Mogollin, B.B. Jorgensen // Nature Geoscience. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0122-8>.
5. Kravchishina M.D. Newly discovered methane-derived authigenic carbonates on the Laptev Sea shelf / M.D. Kravchishina, A.Yu. Lein, M.V. Flint et al. – 2019 (In preparation)
6. Levin L.A. Hydrothermal vents and methane seeps: rethinking the sphere of influence / L.A. Levin, A.R. Baco, D.A. Bowden et al // Front. Mar. Sci. – 2016. – 3:72. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00072>.
7. Mau S. Widespread methane seepage along the continental margin off Svalbard – from Bjørnøya to Kongsfjorden / S. Mau, M. Romer, M.E. Torres et al // Sci. Rep. – 2017. – 7:42997. doi: 10.1038/srep42997.
8. Paull C.K. Biological Communities at the Florida Escarpment Resemble Hydrothermal Vent Taxa / C.K. Paull, B. Hecker, R. Commeau et al // Science. – 1984. – V. 226. – Is. 4677. – P. 965–967.

КЕРАМИЧЕСКИЕ ГЛИНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ РОССИИ

А.В. Крайнов, С.В. Мануковский

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

На территории Центральной России месторождения и проявления тугоплавких глин приурочены к шести стратиграфическим уровням – *мамонскому, аптскому, эоценовому, олигоцен-миоценовому, миоценовому и плиоценовому* [3].

Возрастные границы *мамонской* песчано-каолиновой толщи (ПКТ) – петинское – кудеяровское время ($D_{3f_3-fm_3}$). ПКТ образована за счет размыва коры выветривания (КВ) на кристаллических породах докембрия южной части Воронежской антеклизы и представляет геологическое тело, сложенное породами кварц-каолинового состава. Керамические глины приурочены к озерно-болотным, делювиальным, пролювиальным или аллювиальным пойменно-старичным фациям. Пролувиальные и делювиальные глины пестро-цветные; озерно-болотные серые, темно-серые, сильно гумусированные, алевритистые, жирные на ощупь, с раковистым изломом, с автохтонными растительными остатками, часто углефицированными и пиритизированными. В них отмечаются неясная волнистая текстура и пятнистая окраска за счет неравномерного распределения гумуса. Пойменно-старичные глины светло-серые до серых, алевритистые, в различной степени запесоченные, с раковистым изломом, редкими аллохтонными УРО и присыпками светло-серого песка по плоскостям напластования [4]. По результатам рентгеноструктурного анализа глинистой фракции, содержание каолинита в ней 98,5–99,5%. Также фиксируются рефлексы иллита (до 1,5%), лепидокрокита, гетита, гематита (в сумме от 0,5 до 1%). По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ) размер частиц каолинита колеблется от 0,2–0,3 мкм до 2,0х3,5 мкм, обычно менее 1 мкм. Гексагональные грани, характерные для неизмененного (первичного) каолинита КВ [2], встречаются редко. Пластинчатые частички минерала повсеместно имеют сглаженные (обломанные) в процессе переноса и вторичного переотложения формы. Грани пластинок обычно имеют неровные контуры, часто с волнистыми корродированными краями. В темно-серых гумусированных глинах наряду с «окатанными» и бесформенными пластинками минерала отмечается значительное количество кристаллов с характерным габитусом в виде целых шестиугольных табличек. Это может быть объяснено новообразованием каолинита в озерно-болотных условиях [3].

Керамические глины *аптского* уровня формировались в условиях: возвышенной аллювиальной равнины, низовьев аллювиальной равнины, лагунно-морских. К отложениям возвышенной аллювиальной равнины приурочены огнеупорные глины латненского типа. Значительную роль здесь играло созревание вещества в условиях теплого гумидного климата при наличии значительного количества органического вещества. Этот процесс называется проточный диагенез [1]. Поэтому в глинах резко повышены количества каолинита и в них может присутствовать гиббсит. В низовьях аллювиальной равнины, процессы созревания глинистого вещества были менее интенсивны из-за высокого уровня стояния грунтовых вод. Это вело к образованию огнеупорных глин криушанского типа с повышенными содержаниями смешанослойных минералов типа монтмориллонит-каолинит, монтмориллонит-иллит. К лагунно-морским отложениям приурочены тугоплавкие керамические глины. Они имеют иллит-каолиновый состав, формировались за счет размыва КВ и продуктов их переотложения в источниках сноса. В лагунно-морских обстановках сформировалось большинство месторождений керамических глин аптского яруса. Глины из пород этой зоны имеют

иллит-каолининовый состав, унаследованный от размытых образований источников сноса. Он довольно выдержан практически на всей исследуемой территории. Меняется только соотношение глинистой и кварцевой компонент. Преобразования каолинита в щелочной среде связаны с дроблением его кристаллов и некоторым разупорядочиванием структуры.

В *эоценовую эпоху* формирование керамических глин происходило в мелководно-морских условиях при размыве мезозойских и палеозойских каолинитсодержащих пород. Глины киевской свиты эоцена имеют смектит-иллит-каолининовый состав. Это кислые и полукислые глины с высоким содержанием красящих оксидов. По данным РЭМ размер частиц каолинита колеблется от 0,5 до 2,0 мкм, обычно менее 1 мкм. Гексагональные грани, характерные для неизмененного (первичного) каолинита, встречаются крайне редко. Грани пластинок обычно имеют неровные контуры, часто с волнистыми корродированными краями. Пластинчатые частички минерала имеют сглаженные (обломанные) формы.

В *олигоцен-миоценовую эпоху* формирование тугоплавких керамических глин происходило в мелководно-морском бассейне за счет размыва КВ и осадочных пород палеоцена и эоцена в отрицательных формах морского дна. Глины полиминеральные, иллит-монтмориллонит-каолининового состава с заметной примесью кварца, относятся к полукислым и кислым технологическим сортам. Чешуйки каолинита из глин имеют размер менее 0,5 мкм. Наблюдается полное отсутствие гексагональных пластинок. Такая форма чешуек типична для аллотигенного каолинита.

Миоценовые керамические глины образовались в озеровидных старичных бассейнах выровненной аллювиальной равнины в перстративную фазу накопления аллювия [5]. Их разрез сходен с перевернутым каолиновым профилем выветривания, когда в нижней части первого залегают каолиновые глины, а в верхней – полиминеральные.

В *плиоценовое время* формирование керамических глин происходило в пойменной фации констративной фазы накопления долинного аллювия [5]. Источником сноса для каолинита служили каолининовые глины из аллювиальной толщи апта, развитой северо-западной месторождения. Вместе с тем, учитывая значительную мощность аллювия усманской свиты подвешенность слоев глин в ней, процессы проточного диагенеза, приводящие к повышению содержания каолинита, вполне могли иметь место.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коссовская А.Г. Эпигинез и его минеральные индикаторы / А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов // Проблемы эпигенеза. – 1971. – Вып. 221. – С. 9–34.
2. Савко А.Д. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козинка / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.В. Крайнов, Н.А. Корабельников, А.В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2018. – № 2. – С. 20-28.
3. Савко А.Д. Керамические глины Центрально-черноземного района / А.Д. Савко, А.В. Крайнов // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – 2015. – Вып. 88. – 109 с.
4. Савко А.Д. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, Л.Т. Шевырев // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – 2008. – Вып. 53. – 112 с.
5. Холмовой Г.В. Глины и условия их образования в неогене Воронежской антеклизы / Г.В. Холмовой, А.Д. Савко, Д.А. Дмитриев, В.Ю. Ратников, В.В. Горюшкин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2014. – № 2. – С. 30-35.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

К.А. Крахмаль

Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

Территория северо-западного Тянь-Шаня представлена самыми разнообразными и контрастными физико-географическими условиями. Особое место региона исследований на континенте Евразия, определяется географическим расположением в зоне северных склонов Высокой Азии. Высокая Азия, как регион планеты, где сосредоточены самые разнообразные геологические структуры, с контрастным климатом, уникальным по составу растительным и животным миром всегда вызвала повышенный интерес и изучается научным сообществом со времен работ А. фон Гумбольдта.

На юге и юго-востоке Высокой Азии простираются Гималаи – самые южные из горных хребтов Евразии, которые окаймляют Тибетское плоскогорье. На севере и северо-западе расположен величайший хребет Земли – Тянь-Шань, простирающийся с запада на восток в пределах 3 000 км и шириной 600 км. К востоку горная система из параллельных хребтов Тянь-Шаня исчезает в пустыне Гоби. Но западнее Урумчи, Тянь-Шань встает в свой полный рост. Здесь находится величайший пик Победы – 7439 и пик Хан-Тенгри – 7200 м. над уровнем моря, которые составляют резкий контраст с окружающими его глубокими впадинами. Самое западное продолжение Тянь-Шаня – горы Каратау, протягиваются в направлении южных отрогов Урала, соединяющих континенты Европы и Азии.

Время формирования величественных и наиболее мощных горных систем, с высочайшими вершинами на Земле, в значительной степени привлекает повышенное внимание международной общественности и потому, что у их подножий лежат загадочные страны с интересной и богатой историей. Возможно, не случайно время в геологической истории планеты, когда человек стал изготавливать древнейшие орудия труда и пользоваться огнем, совпадает с эпохой интенсивного тектонического развития горной системы Высокой Азии. Именно в этот период геологической истории Земли, в зоне Высокой Азии произошло развитие грандиозных перемен в ландшафтной и климатической зональности и связанные с ними изменения растительного и животного мира. Но главное заключаются в том, что отмечено одно из важнейших событий последнего этапа геологической истории Земли - на планете появляется и развивается «Человек», его духовная и материальная культура, на основе которой в последующие периоды формируются цивилизации, социальные и общественные структуры.

На горных склонах Северо-западного Тянь-Шаня открыто ряд памятников древнейшей истории человечества. История формирования природной среды, в зоне концентрации памятников раннего антропогенеза Тянь-Шаня, Алая, Памира, Индостана, рассматривается в масштабах Высокой Азии. В настоящее время, на территории Северо-западного Тянь-Шаня используется комплекс методов, которые обеспечивают стратиграфическое расчленение и корреляцию неоген-четвертичных отложений. Наиболее объективные результаты в изучении геолого-исторической последовательности эволюционного развития природы получены в процессе междисциплинарных исследований и применения методов смежных научных дисциплин. Комплексные методы изучения обеспечивают взаимный контроль, характеризуют стратиграфические подразделения по ряду независимых признаков. Хроностратиграфическая детализация этапов эволюционного развития природы в эпохи позднего кайнозоя, включает традиционные историко-геологические,

палеонтологические, археологические, палеопочвенные, палеоэкологические, палеогеографические событийно-стратиграфические, сеймотектонические, геомагнитные и ряд других методов исследования. Основное внимание уделено определению и детализации хроностратиграфических этапов эволюционного развития природы в неоген-четвертичном периоде в зоне концентрации наиболее древних памятников раннего палеолита. Они открыты на склонах Алая, Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуш, Каракорум, Куньлунь, Тибет, Гималаи, которые составляют орографические структуры Высокой Азии.

Необходимо также отметить, что территория исследования включает сложную горную систему, межгорных впадин Высокой Азии – Ферганскую и Афгано-Таджикскую депрессии, а также прилегающие пространства обширной Туранской платформы и Казахстанского щита. Естественно, что в процессе комплексного междисциплинарного исследования древнейших памятников раннего антропогена Северо-западного Тянь-Шаня, возникла необходимость углубленного изучения истории эволюционного формирования земной поверхности в зонах, которые по своим историко-геологическим и физико-географическим особенностям относятся к прилегающим геотектоническим системам Высокой Азии. Это, в свою очередь, определяет структуру данного исследования, в котором рассматриваются результаты изучения на севере комплексов Мугоджарских гор древнейших памятников Казахстана, на востоке памятников Западного Китая, и на юге памятников истории раннего антропогенеза Индостана.

Стратиграфические исследования эпох раннего антропогена на территории Северо-западного Тянь-Шаня направлены на создание региональной основы и проведения корреляционных сопоставлений с определениями естественной периодизации геологической истории Земли, в том числе биосферы. Согласно новейшим историко-геологическим данным, породы, которые сформировали в центре Евразии севернее Индостана крупнейшую на Земле горную систему Высокой Азии, включившую Тянь-Шань, были подняты на заоблачные высоты в самое недавнее геологическое время. Именно поэтому, в регионе исследований, история эволюционного формирования природной среды, охватывающая хронологический период четвертичной системы в пределах 2,54 млн. лет, Х.А. Тойчиевым определена как тянь-шаньский орогенный комплекс. Внутри комплекса на основании цикличности осадконакопления выделены критические периоды импульсного (катастрофического) развития неотектонических событий, которые способствовали за определенное время формированию мощной (реперной) толщи грубообломочного материала. Отложения, образовавшиеся в промежутке между этими периодами, выделены как серии. Внутри орогенного комплекса выделено три серии. Они определены как: раннетяньшаньская - Q_1 , поздняя тянь-шаньская - Q_2 , аральская - Q_3 . Каждая серия, на основании комплекса геолого-геофизических данных включает более дробные подразделения, представленные свитами.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЛЮИДОВ И МИНЕРАГЕНИИ ОСАДОЧНЫХ НАДРИФТОВЫХ БАССЕЙНОВ С ЭВАПОРИТАМИ

М.Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Надрифтовые осадочные бассейны (НОБ) или депрессии (синеклизы) занимают заметный объем платформенных осадочных бассейнов и характеризуются специфической минерагенией, закономерности формирования которой ещё требуют уточнения. Особенностью НОБ в геодинамическом ряду ОБ [1] является связь процессов внутри самого тела осадочного бассейна и внешних глубинных рифтогенных процессов, определяемых магматизмом и/или тектоно-термальной активизацией [3]. В то же время саморазвитие НОБ зависит от ряда факторов, в том числе вариаций климата [5], определяющих тип флюидов и особенности катагенетического развития. Этапы развития НОБ с гумидными или аридными условиями седиментации обеспечивают аккумуляцию в поровом пространстве осадочных резервуаров пресных/морских или морских/рассольных вод. Эти растворы в катагенезе являются основой для формирования флюидов, миграция которых в совокупности с эндогенным теплом эпизодов рифтогенеза является главным фактором для процессов минералообразования и минерагенического облика НОБ.

Этапы эвапоритовой седиментации НОБ приводят к наиболее контрастным преобразованиям в составе флюидов и минерагеническим особенностям. Для осадочных толщ, включающих эвапориты, характерны не только прослои сульфатов и галогенидов, но также и эпигенетические стратиформные амагматические залежи меди и полиметаллов, барита, целестина, флюорита, киновари, иногда фосфора, урана и марганца, которым посвящена гигантская литература.

Новым, ранее не отмеченным в данном ряду объектом, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты, приуроченные, как выяснилось, как раз к НОБ с участием эвапоритов. Сюда относятся месторождения кристаллического магнезита, сидерита в карбонатных толщах древнее мезозоя, а также многочисленные проявления масштабной доломитизации подсолённых карбонатных комплексов НОБ [4]. Детально изученными примерами таких бассейнов, в которых для образования магнезитовых месторождений уже разработаны феноменологические или физико-химические модели, являются верхнедокембрийский Приуральский (Башкирский мегантиклинорий) [2] и палеозойско-мезозойский в Центральной Европе [7]. В обоих НОБ присутствует большое количество месторождений магнезита, являющегося сырьевой базой огнеупорного сырья для современной металлургии, а также и метасоматических залежей железистых карбонатов (анкерит, брейнерит, сидероплезит, в том числе крупнейшие в мире сидеритовые Бакальское и Эрцберг). Кроме того, данные НОБ имеют и традиционный набор полезных ископаемых, выше перечисленный для бассейнов с эвапоритами. К указанным базовым для нашего исследования бассейнам явно тяготеют НОБ Приангарский (Енисейского кряжа), а также Восточного Саяна (Савинское и Онотское), Северо-Китайской платформы (Ляонинь) [6] и ряд других, для которых также выделены провинции месторождений магнезитов и Mg-Fe карбонатных метасоматитов, приуроченных к терригенно-карбонатным комплексам. Общей также является закономерность раннего образования месторождений магнезитов, затем Fe-карбонатов.

Флюиды формируются из захоронённых морских вод. В случае присутствия эвапоритов рассолы изначально имеют высокомагнезиальный состав и являются

крупнейшим в стратисфере аккумулятором магния. Оба типа вод дают начало флюидам, пригодным для образования катагенетических доломитов и даже магнезитов во вмещающих карбонатных толщах, если возникают соответствующие физико-химические условия. Принципиальным для замещения доломита магнезитом, как показало моделирование, является нагревание растворов морского происхождения с характерным высоким отношением Mg/Ca до $T = 200 - 250^{\circ}C$, приводящее к смещению равновесия $Dol + Mg^{2+} = 2 Mgs + Ca^{2+}$ вправо [2]. Высокое отношение Mg/Ca в эвапоритовом рассоле по сравнению с морской водой обеспечивает замещение доломита магнезитом уже при отношении флюид/порода около 30–40. Восстановительный режим является обязательным условием при образовании магнезитовых залежей (иначе формируется магнезит-ангидритовый парагенез).

Дальнейшая эволюция флюидов: в восстановительных условиях катагенеза происходит частичная замена Mg^{2+} на Fe^{2+} в результате обменных реакций с глинистыми и темноцветными обломочными минералами. Степень $Mg-Fe$ обмена зависит как от насыщенности НОБ терригенно-глинистыми породами, так и от времени такого взаимодействия (до 300 млн лет). На относительно поздних этапах развития НОБ в карбонатных толщах образуются Fe -магнезиты, брейнериты, анкериты и в некоторых случаях метасоматические залежи сидероплезитов. Захоронённые хлоридные рассолы в силу своей химической агрессивности обогащаются также Cu , Zn , Pb при взаимодействии с терригенными и вулканогенными породами на путях миграции эвапоритовых рассолов. В карбонатных нефтегазоносных резервуарах на восстановительных барьерах это приводит к формированию месторождений полиметаллов (MVT). При миграции подогретых фтороносных эвапоритовых рассолов через рифтогенные гранитоиды и другие изверженные и метаморфические породы, обогащенные фтором, в карбонатных породах НОБ формируются месторождения флюорита. Все указанные месторождения имеют признаки гидротермально-метасоматических, наложенных, но не имеют непосредственной связи с массивами изверженных пород. В то же время, возраст оруденения обычно позволяет связывать их образование с определённым известным тектоно-термальным этапом развития НОБ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеохимического районирования и картирования осадочного чехла территории России / Г.А. Беленицкая. – СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2009. – 75 с.
2. Крупенин М.Т. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала / М.Т. Крупенин, А.Б. Кольцов // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59. – № 1. – С. 17–40.
3. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. – М.: Научный мир, 2004. – 526 с.
4. Попов В.Г. Геодинамика и геохимия процессов плотностной конвекции в Восточно-Европейском эвапоритовом палеобассейне / В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов, В.Н. Пучков // Литосфера. – 2016. – № 3. – С. 47–67.
5. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов. – М.: Геос, 2006. – 608 с.
6. Jiang S.Y. Geochemistry and genetic model for the giant magnesite deposits in the eastern Liaoning province, China / S.Y. Jiang, C.X. Chen, Y.Q. Chen et al // Acta Petrol. Sin. – 2004. – V. 20. – P. 765–772.
7. Prochaska W. Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria / W. Prochaska // Geologia Croatica. – 2016. – V. 69(1). – P. 31–38.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

В.В. Крупская¹, С.В. Закусин^{1,2}, О.В. Доржиева^{1,3}

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

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

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

Глинистые минералы развиваются в различных системах под воздействием геологических, биологических или техногенных процессов. Наиболее реакционными по отношению к вмещающей геологической среде, являются техногенные и биохимические процессы, способные за достаточно короткое время привести к преобразованию состава и строения пород, к возникновению минеральных, в первую очередь глинистых, новообразований. В данной работе рассмотрены варианты развития техногенных процессов при изоляции радиоактивных отходов (РАО) в условиях реальных захоронений в кислых и щелочных условиях, а также в ходе лабораторных экспериментов, моделирующих преобразования среды для оценки безопасности глубинных хранилищ РАО.

Изоляция радиоактивных отходов является сложной технологической задачей. Кроме используемых в мировой практике приповерхностных хранилищ, в РФ использовалось захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО) в пески-коллекторы, залегающие на глубинах 300-350 метров и отгороженные мощными глинистыми горизонтами. Захоронение производилось нагнетанием специально подготовленных жидких РАО через системы нагнетальных скважин по принципу месторождений нефти и газа. Техногенные преобразования в песках-коллекторах на полигоне ОАО «Сибирский химический комбинат» (ОАО СХК) под воздействием закачиваемых кислых растворов выражены в синтезе специфических смектитовых «техногенных» фаз с высокой сорбционной активностью (рисунок).

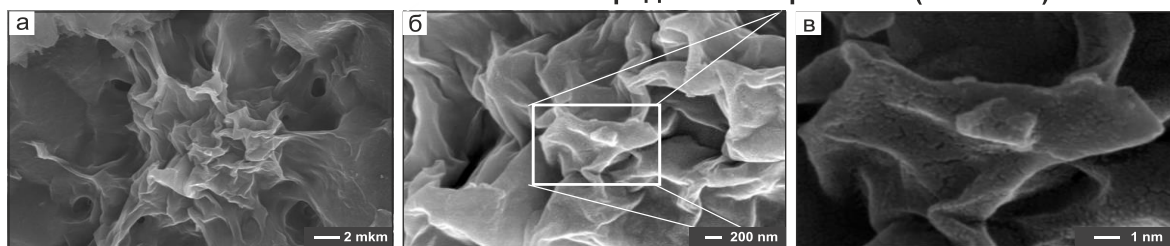
Твердые РАО (ТРО) в цементных пульпах на полигоне Ангарского электролизного химического комбината захоронены в песчаниках, которые в данный момент испытывают влияние воздействия высокощелочных минерализованных грунтовых вод. В результате преобразования геологической среды формируются специфические «техногенные иллиты». Описанные трансформационные преобразования смектита в иллит могут привести к увеличению пористости песчаников и, как следствие, к увеличению проницаемости.

Таким образом, в зависимости от состава техногенных отходов и свойств геологической среды в условиях захоронений высокотоксичных отходов, таких как радиоактивные отходы, могут формироваться разные глинистые минералы, которые будут оказывать влияние на безопасность хранилища, что необходимо учитывать при прогнозных оценках.

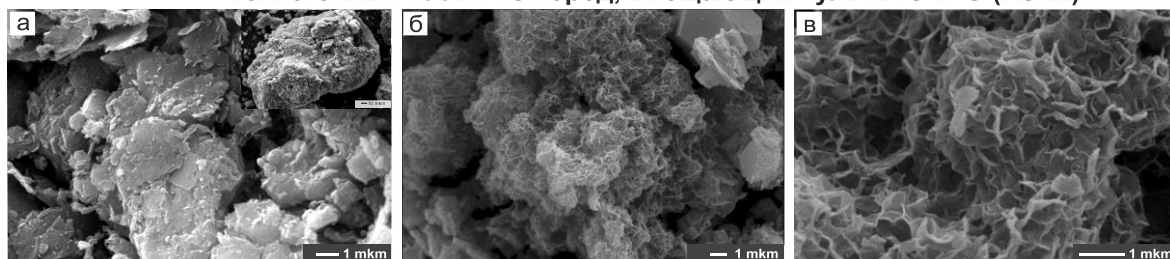
Большинство современных концепций по изоляции радиоактивных отходов, в особенности, высокоактивных отходов, основаны на применении мультибарьерной системе, в которой бентониты являются одним из важных компонентов инженерных барьеров безопасности. В настоящий момент в РФ рассматривается концепция строительства пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов в Нижне-Канском массиве (Красноярский край).

Строительство Подземной исследовательской лаборатории (Exploratory Rock Laboratory In Krasnoyarsk region – ERLIK) уже начато и full-scale эксперименты планируется начать в 2021 года, если ничего не изменится в концепции или ситуации в стране.

I - Техногенный смектит из пород-коллекторов ЖРО (ОАО СХК)



II - Техногенный иллит из пород, вмещающих пульпы с ТРО (АЭХК)



III - Преобразование смектита в модельных техногенных условиях

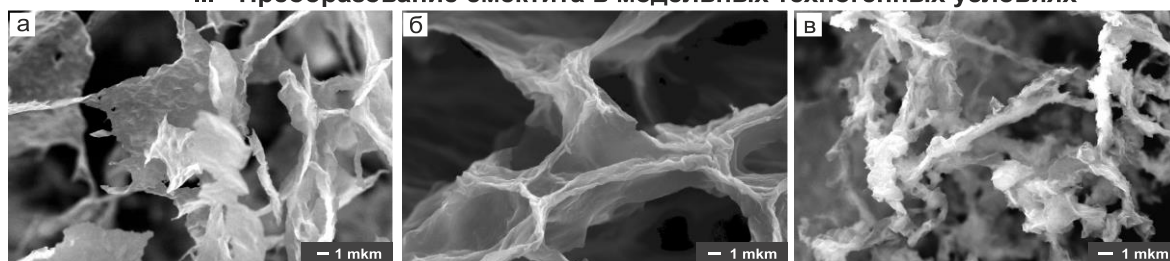


Рисунок. Формирование техногенных смектитов -I, техногенных иллитов -II (а, б, в – различный масштаб), преобразование смектита в модельных условиях- III (а – природный бентонит, б - Na-бентонит, в – кислотно-модифицированный бентонит)

В этой связи, выявление структурных критериев и их стабильности в агрессивных условиях позволит составлять прогнозы эволюции свойств инженерных барьеров на ближнюю и дальнюю перспективы с более высокой точностью. Исследования на примере бентонитов крупных российских и зарубежных месторождений показали, что на поведение монтмориллонита в агрессивных условиях оказывает наибольшее влияние состав октаэдрических сеток, точнее ориентация вакантных позиций в них по цис- и транс-мотиву. Температура дегидроксидации цис-вакантных октаэдров выше, чем у транс-вакантных (650°C против 550°C), что обусловлено большей удаленностью друг от друга ОН-групп в структуре цис-вакантных октаэдров. Те же механизмы, которые приводят к увеличению термической стабильности цис-вакантных смектитов, что и обеспечивают их большую устойчивость при воздействии агрессивных растворов и повышенной температуры. Проведенные исследования позволяют предположить, что выявленный структурный критерий будет обеспечивать стабильность/не стабильность бентонитов в условиях захоронения РАО, в первую очередь высоко-активных РАО (ВАО) в глубоких формациях.

Исследования выполнены при поддержке РНФ № 16-17-10270. Исследования образцов методами рентгеновской дифракции и сканирующей электронной микроскопии выполнены с применением оборудования, приобретенного в рамках реализации Программы развития Московского университета. Авторы признательны А.А. Зубкову (ОАО СХК), О.В. Шемелиной и А.А. Богуславскому (ИГМ СО РАН) за предоставленные материалы и содействие в проведении исследований.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ОПОК ХЭЯХИНСКОЙ ПАЧКИ ВЕРХНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.И. Кудаманов, Т.М. Карих, В.А. Маринов

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

Детализация состава и строения глинисто-кремнистых осадков верхнего мела Западно-Сибирской плиты (ЗСП), вскрытых на глубине 800-1100 м (мощностью 200-300 м, на севере до 400-450 м), вызвана высокими перспективами в отношении газоносности. Площадь распространения хэяхинской пачки опок на границе сантона-кампана порядка 1,5 млн. км². При мощности 10 м объем кремнезема составляет 15 млн. км³. Максимальные толщины (25 м) опок – в центре ЗСП, со снижением в краевых частях. В результате региональных работ выделены четыре сейсмокомплекса – кузнецовский (турон-нижний коньяк), нижнеберезовский (верхний коньяк-сантон), верхнеберезовский (кампан) и ганькинский (маастрихт) [1]. Кровля нижнеберезовского сейсмокомплекса представлена опоками хэяхинской пачки [5]. Хэяхинская пачка и верхнеберезовский сейсмокомплекс на севере ЗСП охарактеризованы керном в скважине ХХР. По керну на границе сантона-кампана установлен четкий контакт двух резко различных литологических толщ.

Зона перехода (до 4 см) представлена в виде дресвы и щебня опок сантона, сцементированных кремнистыми глинами вышележащих отложений кампана. *Опоки* (до 12 м) светло-серые, легкие, с раковистым изломом, послойно слабо глинистые (первые %; абсолютно преобладают смектиты), с редкими следами биотурбации, трещиноватые (нередко в трещинах сульфаты и пирит). Характерна высокая доля окиси кремния (по данным РФА 80-90 %) и весьма низкие концентрации других химических компонентов, наличие слабой примеси обломочного материала (обычно алевритовой размерности кварц и полевые шпаты), рассеянных зерен глауконита и редких кремневых органических остатков (радиолярий, диатомей). Высокая доля кремнезема, хлопьевидные его агрегаты (по данным растрового микроскопа, РЭМ), а также единичные находки кремневых органических остатков позволяют отнести опоки *сантона* к хемогенному типу осадконакопления.

Выше, с признаками эрозии на контакте (брекчиевидная деформация опок), залегают кремнистые глины (6,8 м керна) алевритистые (до 15 % алеврита), с глауконитом (до 1 %), стяжениями пирита (до 2 %), органическими остатками (с увеличением вверх по керну до 10-20 %; радиолярии, диатомеи), растительного детрита (до 2 %), умеренно биотурбированные (*Phycosiphon*), относящиеся к верхнеберезовскому сейсмокомплексу *кампанского* возраста. Относительно опок снижается доля кремнезема (65-70 %), возрастают значения остальных породообразующих и микрокомпонентов. Характерно тонкое послойное чередование повышенных концентраций кремнезема и глинистого материала (преобладает сумма смектитов и иллита; сумма хлорита и каолинита составляет 20-25 %), заметное увеличение вверх по разрезу – доли алеврита, глауконита, степени биотурбации. Вверх по разрезу (по керну) понижается доля аморфного кремнезема (РСА), но возрастает содержание кремневых органических остатков, что может быть отражением нормализации условий в водной среде. Данные осадки также хемогенного типа седиментации (смектиты, глауконит, кремнезем, пирит и пр.), но уже с заметным влиянием биогенных процессов. Кроме того, заметная примесь обломочного материала (до 10-20 % в верхней части керна), а также суммы хлорита и каолинита в составе глин, позволяет допустить участие ветровых процессов разноса терригенного и/или пеплового материала.

На контакте (горизонтальная зона мощностью 4-5 см) сантона и кампана визуально и под микроскопом описана брекчия опок (обломки 25-30 мм с рваными краями) с кремнисто-глинистым цементом (следы пластичных деформаций) вышележащих отложений.

По данным палеонтологии и микропалеонтологии отложения *сантона-кампана* накапливались в бассейне с *нестабильной соленостью и стратификацией вод, эпизодическим дефицитом растворенного кислорода в придонном слое вод и спокойной гидродинамикой в придонных обстановках.*

В условиях дефицита терригенного осадочного материала, аномальное обогащение морских вод компонентами, необходимыми для автохтонного образования минералов (опала, смектитов, глауконита и пр.), происходит при активизации вулканических процессов (наземных и подводных – черные и белые курильщики) [2, 3]. Формирование опок хэяхинской пачки (сантон), вероятно, отражает завершение импульса вулканической активизации (с эволюцией от дацитов до кислой пирокластики). Перекрывающие кремнистые глины кампана, значительно обогащенные железом (в 3-4 раза относительно опок) и др., отражают очередной этап активизации вулканизма (возможно, андези-дацитового по составу на начальных стадиях).

Относительная синхронность глинисто-кремнистого осадконакопления (поздний мел, сенон) на Русской плите [Зорина и др., 2012] и ЗСП [1, 4], с большой долей уверенности позволяют предполагать причинно-следственные связи этих Событий между собой.

Образование брекчиевидных структур на границе опок сантона и вышележащих кремнистых глин кампана, с большой долей вероятности, является следствием достаточно резкой смены геохимических условий среды седиментации и масштабного ускорения темпов старения коллоидных органо-минеральных илов преимущественно кремневого (опалового) состава в результате активизации вулканических процессов и масштабных пеплопадов дацитовой специализации. Также нельзя исключать вероятность активизации Колтогорско-Уренгойской системы рифтов и поступления глубинных гидротермальных и минерализованных флюидов в акваторию Западно-Сибирского бассейна в позднемеловое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агалаков С.Е. Фациальная модель верхнего мела Западной Сибири / С.Е. Агалаков, А.И. Кудаманов, В.А. Маринов // Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология: сб. мат. XIII Междунар. науч. конгр. – Новосибирск: СГУГиТ, 2017. – Т. 1. – С. 101-105.
2. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология / Е.М. Емельянов // РАН, Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. – Калининград: Янтар. сказ, 1998. – 416 с.
3. Зорина С.О. Следы пирокластики в сантон-кампанских отложениях разреза «Вишневое» (Среднее Поволжье) / С.О. Зорина, Н.И. Афанасьева, А.В. Жабин // Литосфера. – 2012. – № 3. – С. 3–13.
4. Кудаманов А.И. Трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления в коньяке-сантоне верхнего мела Западной Сибири / А.И. Кудаманов, С.Е. Агалаков, В.А. Маринов // Нефтяное хозяйство. – 2018. – № 7. – С. 58-63.
5. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточнённых стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. – Новосибирск, 2004.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ И ОЗЕРНЫЕ ОСАДКИ, КАК АРХИВЫ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Д.М. Кузина¹, Д.К. Нургалиев¹, Д.М. Печерский²

¹Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань, Россия

²Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

Изучение поступающего в большом количестве на Землю космического вещества (КВ) (метеоритов, микрометеоритов, космической пыли и др.) является одной из актуальных задач современной геологии, так как КВ оказывает влияние на глобальные геологические процессы, климат, развитие жизни на планете, а, возможно, является прародителем всего живого на ней. Оно входит в состав любой осадочной породы, почвы, снега, льда самого разнообразного возраста, по этой причине осадочные архивы содержат богатую информацию об истории развития не только Земли, но также Солнечной системы и других частей Галактики. Масса выпадающих мелких частиц составляет от 2 до 150 тысяч тонн в год [3, 6 и др.].

Океанические, морские и озерные осадки представляют собой ценные архивы космической пыли и микрометеоритов, поскольку на дне водоемов в осадке они меньше подвержены переносу и выветриванию, что позволяет достаточно достоверно оценить количество КВ, его состав и другие свойства.

Обычно КВ изучается традиционными методами геохимии, изотопии, оптической и электронной микроскопии, но с учетом крайне малого содержания указанного материала в земных объектах, производительность таких работ чрезвычайно низка. Уникальные магнитные свойства Fe-Ni сплавов, а именно температуры Кюри выше 700°C, при содержании Ni менее 17 %, дают возможность применения магнитных методов, а именно термомагнитного анализа.

Основной задачей, стоящей перед авторами явилось обнаружение и подсчет количества КВ в осадках Атлантического океана и озера Байкал.

Образцы Атлантики охватывают возрастной диапазон от поздней юры до миоцена. Скорость осадконакопления для всех скважин изменяется от 2,5 до 50 м/млн. лет. Образцы представлены глинами, аргиллитами, песчаниками, известняками, радиоляриевыми илами и аргиллитами и т.д. [4, 7].

Изучаемые осадки скв. *BDP-98* представлены песчанистым алевритом. Возраст исследуемого интервала 7,2–8,4 млн. лет. Скорость осадконакопления 67–130 м/млн. лет [2]. Осадки *керна GC-99* состоят из биогенно-терригенного ила с остатками диатомовых водорослей до глубины 90 см, ниже идут ледниково-озерные глины с содержанием диатомовых около 3% [5]. Возраст осадков не превышает 25 тыс. лет. Скорость осадконакопления варьируется от 80 до 120 м/млн. лет.

Для подсчета количества, выпадающего на Землю Fe-Ni частиц, для всех образцов был проведен дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) [1]. Измерения всех образцов проводились в поле 0.2 мТл и нагреве до 800°C. Скорость нагрева составляла 100°C/мин. Для каждого образца были получены кривые индуктивного намагничивания от температуры – $J_i(T)$, первого и второго нагревов. Расчет количества железоникелевого сплава и других магнитных минералов проводился по дифференциальной кривой индуктивной намагниченности от температуры. Суммарный магнитный момент Fe-Ni зерен M_s (700°C), потерянный 700–800°C, определяется как площадь фигуры внутри пика. Эта величина делилась на удельную намагниченность насыщения данного минерала (J_s). Весовое количество Fe-Ni зерен в породе определяется так: $P(\text{Fe-Ni}) = M_s(700^\circ\text{C}) / J_s(700^\circ\text{C})$.

С увеличением средней скорости осадконакопления среднее содержание в образцах Fe-Ni материала уменьшается, это справедливо почти для всех интервалов.

Исходя из полученных данных, среднее значение массы Fe-Ni вещества, выпадающего на поверхность Земли за 1 год ($M_{\text{Fe-Ni}}$), рассчитанное по данным ДТМА, для Атлантических разрезов составляет $3924,7 \pm 3452,6$ тонн/год, Байкальских – 14209 ± 9958 тонн/год (Рисунок).

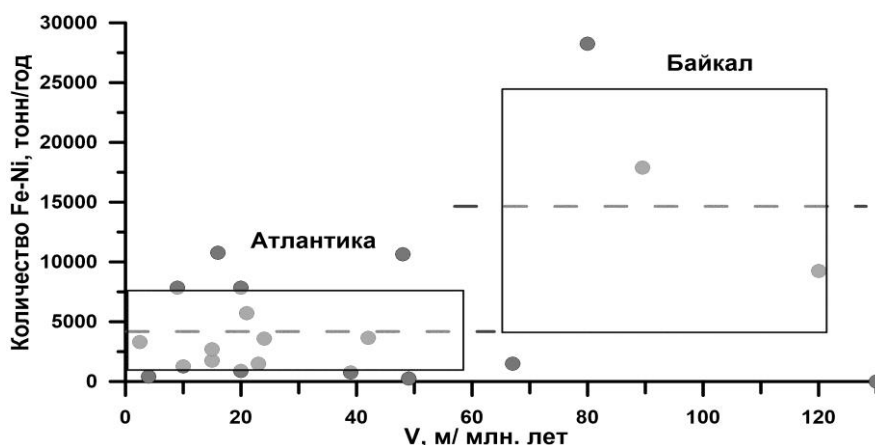


Рисунок. Средняя масса Fe-Ni материала, попадающего ежегодно на поверхность Земли. Пунктиром показано среднее значение для разрезов Атлантического океана и озера Байкал. Желтый бокс демонстрирует среднеквадратическое отклонение

Средние значения параметра $M_{\text{Fe-Ni}}$ в исследованных осадках и осадочных породах можно считать достаточно близкими, их возможно использовать для предварительной оценки потока КВ Fe-Ni состава на Землю за последние ~150 млн. лет.

Разброс составов КВ Fe-Ni состава (Ni от 5.06 до 10.1 %) свидетельствует о сложном и неоднородном составе космического вещества в околоземном пространстве на протяжении последних ~150 млн. лет. Вероятно, это также свидетельствует о том, что околоземное КВ Fe-Ni состава представлено остатками нескольких крупных космических объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Б.В. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород / Б.В. Буров, П.Г. Ясонов. – Казань: Изд-во КГУ, 1979. –156 с.
2. Antipin V. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia / V. Antipin, T. Afonina, O. Badalov, E. Bezrukova et al // Quaternary International. – 2001. – V. 80/81. – P. 19–36.
3. Barker J.L. Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments / J.L. Barker, E. Anders // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1968. – V. 32 (6). – P. 627–645.
4. Benson W.E. Initial reports of the DSDP / W.E. Benson, R.E. Sheridan, L. Pastouret et al. – Washington: US Govern. Printing Office. – 1978. – V. 44. – 1115 p.
5. Pashkova G.V. Analytical approaches for determination of bromine in sediment core samples by X-ray fluorescence spectrometry / G.V. Pashkova, T.S. Aisueva, A.L. Finkelshtein, E.V. Ivanov et al // Talanta. – 2016. – V. 160. – P. 375–380.
6. Plane J.M.C. Cosmic dust in the earth's atmosphere / J.M.C. Plane // Chem. Soc. Rev. – 2012. – V. 41. – P. 6507–6518.
7. Tucholke B.E. Initial reports of the DSDP / B.E. Tucholke, P.R. Vogt, I.O. Murdmaa et al. – Washington: US Govern. Printing Office. – 1979. – V. 43. – 1005 p.

ИЗМЕНЕНИЕ КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНЫХ ОБСТАНОВОК ВНЕШНИХ ОБОЛОЧЕК В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В.Г. Кузнецов

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

В последней четверти XX столетия традиционные разделы литологии – стадийный и седиментологический – дополнились эволюционным, объектом исследования которого была эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Подобное изучение дало возможность выйти за рамки констатации фактов и перейти к выводам глобального общепланетарного характера, в частности к истории изменения геохимических обстановок [6, 7] внешних геосфер. Достаточно подробно исследованы появление свободного кислорода, изменение в геологической истории окислительно-восстановительных обстановок и существенно меньше – эволюция кислотно-щелочных сред. Анализу последних посвящено настоящее сообщение. Основой такого анализа является изучение распределения в стратиграфическом разрезе осадочных пород, в образовании которых существенную роль играют значения pH среды – карбонатных и кремнистых, схематическое изменение которых показано на рисунке. Фактический материал об этом частично опубликован ранее [1–5].

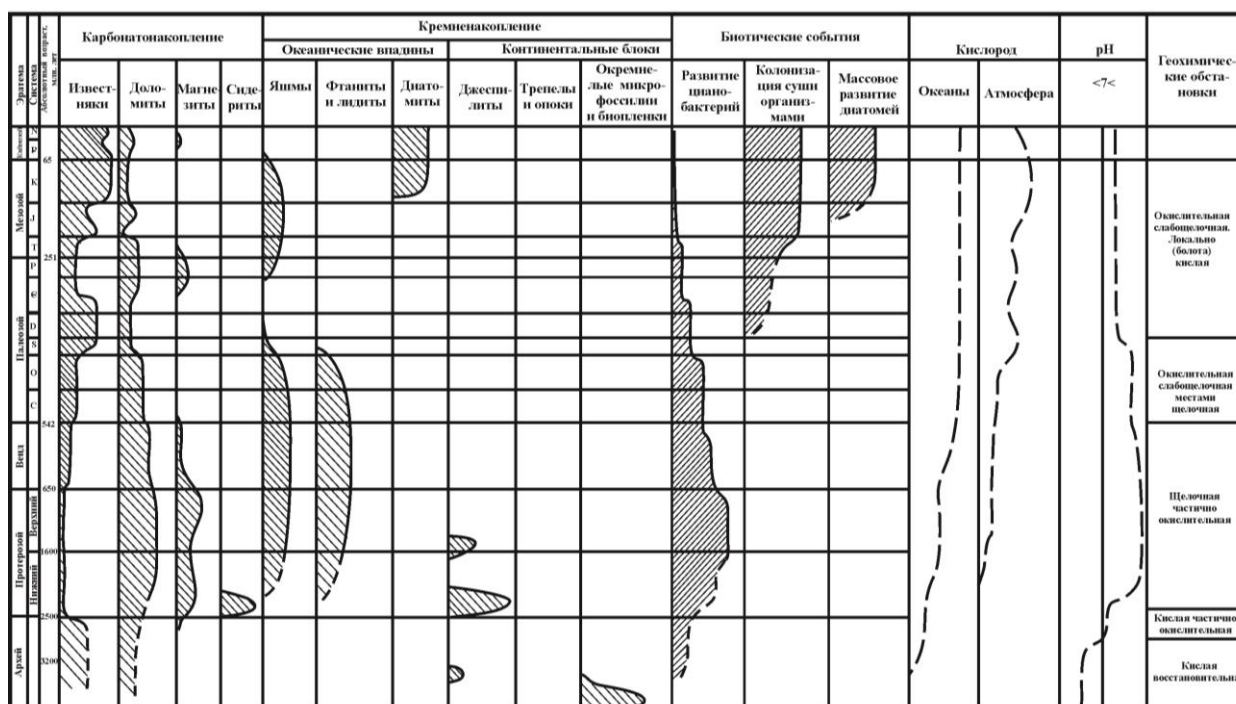


Рисунок. Стратиграфическое распределение карбонатных и кремнистых пород, основные биотические события и эволюция геохимических обстановок в истории Земли.

Наличие в архее и начале протерозоя карбонатов железа и кремнистых пород указывает на кислые и одновременно восстановительные условия, которые определили чисто химическое добиогенное выветривание основных магматических пород, появление растворенных форм железа и кремнезема. Остаточные продукты в виде высокоглиноземистых метаморфических сланцев широко распространены в архее – начале протерозоя.

Ситуация кардинально поменялась в раннем протерозое, точнее, после сидерия, когда после «великого окислительного события», обусловленного

взрывным и массовым развитием фотосинтезирующих организмов, прежде всего и главным образом, – цианобактерий, началась интенсивная утилизация углекислого газа, что и привело к быстрой смене кислых сред водоемов на существенно щелочные. В последних обстановках осаждались уже преимущественно магниевые карбонаты – доломиты и даже магнезиты.

Следующий рубеж кардинальных изменений – это граница венд-кембрий, когда вновь возникшая высокоорганизованная биота вытеснила цианобактериальные сообщества в ограниченные по масштабам и не благоприятные для жизни условия среды. При этом часть вновь сформировавшихся организмов продолжала усвоение CO_2 , но появилась и другая, которая стала активно его производить. Последнее привело к снижению pH морских вод, которое быстро стало приближаться к современному уровню и, соответственно, накопление магниевых карбонатов последовательно сменялось осаждением карбонатов кальциевых – известняков.

Своеобразным этапом была девонская колонизация организмами суши, которая вызвала и глобальное перераспределение необходимых для жизни питательных компонентов – нутриентов, что, в свою очередь, несколько ограничило генерацию и накопление органического вещества в гидросфере и, определило перемещение его на континент, и привело к исчезновению морских обогащенных органическим веществом кремнистых сланцев – фтанитов и лидитов.

Важные изменения произошли в меловом периоде. Появление тропических лесов обусловило интенсивное выветривание за счет органических кислот, массовое образование бокситов с одновременным выносом в Мировой океан огромных масс кремнезема. Последнее обусловило формирование опоковой формации на континентальном блоке и развитие диатомовых осадков в океанах.

Практически во всей геологической истории образование осадочных отложений и его эволюция теснейшим образом связаны и обусловлены жизнью и эволюцией органического мира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли / В.Г. Кузнецов. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.
2. Кузнецов В.Г. Соотношение стратиграфического распределения магнезитов с развитием цианобактерий / В.Г. Кузнецов // Доклады АН. – 2004. – Т. 397. – № 5. – С. 655–659.
3. Кузнецов В.Г. Эволюция кремнезема в истории Земли и ее соотношение с развитием биоты / В.Г. Кузнецов // Доклады АН. – 2011. – Т. 441. – № 6. – С. 775–779.
4. Кузнецов В.Г. Соотношение эволюции органического мира и осадочного породообразования в истории Земли / В.Г. Кузнецов // Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки. – 2011. – Т. 153. – Кн. 4. – С. 54–69.
5. Кузнецов В.Г. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли / В.Г. Кузнецов. – М.: Научный мир, 2016. – 212 с.
6. Маслов А.В. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления / А.В. Маслов, В.Н. Подковыров // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 3. – С. 207–230.
7. Bakker A. Dating the rise of atmospheric oxygen / A. Bakker, H.D. Holland, P-L. Wang, H.J. Stein, J.L. Hannah, L.L. Coetzee, N.J. Beukes // Nature. – 2004. – V. 427. – No 8. – P. 117–120.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ПРИЧИНЫ

В.Г. Кузнецов, Л.М. Журавлева

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

В палеозое выделяется пять крупных циклов рифообразования – раннекембрийский, средне-позднеордовикский, силурийско-девонский, поздневизейско-серпуховский и пермский. Их верхние границы определяются периодами биотических кризисов и массовых вымираний на границах средний–поздний кембрий, ордовик–силур (или хирнант–рудданиан), фран–фамен, серпухов–башкир, и, наконец, пермь–триас [1].

Каркасообразующими организмами рифов нижнего кембрия были археоциаты, возможно, эпифитоны, иные же водоросли и кальцимикробы, в основном, поставляли карбонатный материал и служили цементаторами.

Массовое вымирание на границе средний–поздний кембрий привело к полному исчезновению археоциат, и каркасное рифообразование надолго прекратилось [2, 3]: вплоть до среднего ордовика формировались только иловые холмы, а каркасные постройки появились лишь со второй половины среднего ордовика. Рифостроителями ордовикского цикла были строматопороидеи, табуляты, в меньшей степени, ругозы, мшанки, листические губки в биоценоотическом сообществе с водорослями и микробиальными комплексами.

Биотический кризис на границе ордовика – силура остановил каркасное рифообразование [4], однако его возобновление было относительно быстрым – уже в раннем силуре начался самый длительный и мощный этап рифообразования – силурийско-девонский.

Роль каркасообразователей принадлежала ругозам, табулятам, строматопороидеям, в существенно меньшей мере – мшанкам и рецептакулитам. Важную роль играли водоросли и кальцимикробы.

В течение этого длительного периода расцвета и широкого распространения рифов отмечается некоторый спад их развития в конце силура–начале девона, который делит силурийско-девонский цикл на два подцикла. Возможной причиной подобного спада были крупные планетарные события того времени: относительное понижение уровня Мирового океана и увеличение площади суши; некоторое похолодание в целом теплой эпохи; и, наконец, важнейшее биологическое событие – колонизация суши: с появлением наземной биоты произошло перераспределение потока питательных компонентов – нутриентов – с водной оболочки на сушу. Однако временное ослабление не привело к существенному кризису – во второй половине среднего девона–фране рифообразование достигло максимума.

Критическим оказалось массовое вымирание на границе франа–фамена, резко прекратившее каркасное рифообразование, после чего наступил весьма длительный период формирования иловых холмов, который продолжался в течение фамена, турне и первой половины визе.

Каркасостроителями следующего, не слишком мощного поздневизейско-серпуховского цикла были мшанки, водоросли и микробные сообщества [5].

Средний и, в значительной степени, поздний карбон – время отсутствия или незначительного рифообразования.

Рифообразование пермского цикла проявляется по-разному в двух палеогеографических зонах: в северном полушарии (Северная Пангея) процесс формирования рифовых тел отчетливо подразделяется на два подцикла. Рифы востока Восточно-Европейской платформы по возрасту относятся к ранней перми,

образованы мшанками, гидроидными (палеоаплезины), организмами неясного систематического положения – тубифитами, а также водорослями. Этот подцикл завершился в связи с регрессией, резким осолонением водоема, что вызвало перекрытие рифов соленосными толщами. Рифы второго, среднепермского, подцикла хорошо известны пределах Пермского бассейна США, созданы известковыми губками, мшанками, багряными и зелеными водорослями, в незначительной степени – кораллами. В Германии, Польше, Литве рифы конца средней перми располагаются в основании цехштейна, что, видимо, соответствует верхам гваделупского отдела. Они построены мшанками и циано-бактериальными образованиями.

Рифы южной, Тетической, области (рифы Дальнего Востока и Китая), развивались в поздней перми. Рифостроящая биота построек Дальнего Востока более разнообразна и представлена сфинктозоа и другими известковыми губками, водорослями, гидроидными, кораллами, мшанками. Аналогичен набор позднепермских рифостроителей Южного Китая – мшанки, кораллы и, главным образом, разнообразные губки – кальциспонгии, сфинктозои, инозои, табулозои, гидроидные, частично, строматопоры; широко представлены водоросли и разнообразные бактериальные формы.

Столь значительные отличия обусловлены, видимо, геологическими, точнее, глобальными палеогеографическими, причинами. Северная Пангея находилась в зоне аридного и семиаридного климата, в то время как Тетическая – в зоне гумидного, что и определило более разнообразный набор рифостроителей.

В каждом цикле первого и второго порядка устанавливается цикличность более низкого уровня: в одном регионе имеется несколько интервалов рифостроения, разделенных нерифовыми отложениями. Так, в Западно-Канадском бассейне рифы времени Рейнбоу прерываются соленосными формациями Маскег и Салфер Пойнт, рифы Суон Хиллс и Ледюк – глинистыми пачками формаций Уоттервейс и Айртон. В Печорской синеклизе доманиковые и сирачойские рифы перекрываются соответственно ветласянской и нижеухтинской глинистыми пачками. Аналогична картина и на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, где рифы разделены песчано-глинистыми, глинистыми и реже нерифовыми карбонатными отложениями.

Таким образом, цикличность рифообразования палеозоя имеет, по крайней мере, три порядка. Циклы первого порядка – глобальные биологические циклы, их границы обусловлены уровнями массовых вымираний. В основе циклов второго порядка находятся крупные палеогеографические и палеоклиматические перестройки. Наконец, цикличность третьего уровня определяется сугубо геологическими причинами регионального масштаба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С. Глобальные биогенные кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли / А.С. Алексеев // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – С. 22–47.
2. Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли / В.Г. Кузнецов // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. – М.: Наука, 1983. – С. 162–173.
3. Кузнецов В.Г. Кембрийское рифообразование в пределах России / В.Г. Кузнецов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – № 6. – С. 82–91.
4. Кузнецов В.Г. Рифы позднего ордовика и биологический кризис на границе ордовик–силур / В.Г. Кузнецов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2016. – Т. 26. – № 3. – С. 24–30.
5. Кузнецов В.Г., Антошкина А.И. Поздневизейско-серпуховской этап палеозойского рифообразования / В.Г. Кузнецов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 4. – С. 61–77.

КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – ИНДИКАТОРЫ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО ОРОГЕНА НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ?

Н.Б. Кузнецов^{1,2}, А.А. Колесникова¹, А.В. Баршин², А.В. Шацилло³, Т.В. Романюк³

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Российский государственный университет нефти и газа им. М.И.Губкина, Москва, Россия

³Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

На западе Сибирской платформы (СП) располагается Енисейский кряж, его северная часть выделяется как особый район – Заангарье. Здесь широко распространены разнородные неопротерозойские слоистые образования, интродуцирующие их гранитоиды и ассоциирующие с ними мафические магматиты, а также продукты неравномерного метаморфизма всех этих вещественных комплексов.

В настоящее время среди исследователей этого региона господствуют представления, в соответствии с которыми поздненеопротерозойские комплексы и структуры Заангарья – это реликты крупной неопротерозойской коллизионно-аккреционной структуры, маркирующие собой неопротерозойский край (окраину) Сибирского палеоконтинента. При этом конкурируют две системы взглядов, в рамках которых по-разному интерпретировано строение региона и реконструирована его позднедокембрийская эволюция. Основные различия заключаются в понимании роли и значения тектономагматических событий, одновозрастных проявленному во многих регионах мира гренвилевскому (свеконорвежскому) орогенезу (тектогенезу). Не смотря на эти различия в подходах, в настоящее время существует консенсус в отношении понимания тектонической зональности Заангарья. Здесь выделяют Восточно-Ангарский блок (**ВАБ**), Центрально-Ангарский блок (**ЦАБ**) и Исаковский блок. Эти блоки разделены Татарско-Ишимбинской тектонической зоной [1, 2], ограниченной надвигами, осложненными сдвиговыми смещениями. Однако тектоническая природа и первичная тектоническая принадлежность **ЦАБ** понимается по-разному разными исследователями. Так, в работах (Верниковский и др., 2016 и мн. др.) **ЦАБ** интерпретирован как террейн, чужеродный по отношению к сопряженному с ним в современной структуре краю СП. При этом отделяющая **ЦАБ** от **ВАБ** Татарско-Ишимбинская зона – это офиолитовая сутура – след от произошедшего на временном рубеже ~760-750 млн лет закрытия бассейна с корой океанического типа.

В противоположность этому в работах [2 и др.] **ЦАБ** – это элемент позднедокембрийской окраины СП. При этом отделяющая **ЦАБ** от **ВАБ** Татарско-Ишимбинская зона – это реликт позднемезопротерозойского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, сформированного на окраине СП при его рифтогенезе [2].

Подводя некоторый промежуточный итог наших исследований в Заангарье, отметим, что у нас не появилось особенных оснований для утверждений о чужеродности верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** по отношению к одновозрастным образованиям **ВАБ**. А уж если, как полагают фактически все исследователи региона [1, 2, 5], **ВАБ** – это фрагмент СП, то и **ЦАБ** является ее частью. Несмотря на такой вывод, мы все же понимаем, что различия в современном геологическом строении **ЦАБ** и **ВАБ** существуют и заключаются в том, что севернее бассейна р.Б.Пит в структуре **ЦАБ** широко распространены гранитоиды, а также глубоко и неоднократно метаморфизованные образования.

Выполненный нами анализ представленных в литературе результатов Sm/Nd-изотопно-геохимических исследований гранитоидов и кремнекислых членов вулканоплутонических ассоциаций **ЦАБ** [2 и др.] показал, что Sm/Nd-модельные возрасты магмагенерирующего субстрата этих магматических образований, характерны для времени становления кристаллических комплексов Тунгусского домена фундамента СП. При этом известно, что во многих случаях в гранитоидах **ЦАБ** установлены ксенокристы циркона с возрастными, характерными для кристаллических комплексов фундамента СП. Кроме того, в породах из докембрийских метаосадочных толщ **ЦАБ** установлены раннедокембрийские детритовые цирконы, среди которых доминируют зерна со средневзвешенными возрастными 1,84-1,87 млрд. лет [4]. Отметим также, что по результатам изучения Sm/Nd-изотопной системы в пелитах и метапелитах из верхнедокембрийских толщ **ЦАБ** [3] модельные возрасты источников сноса попадают в диапазон значений от ~1,8 до ~2,7 млрд. лет с максимумом на кривой плотности вероятности распределений модельных возрастов чуть менее 2,0 млрд. лет. Все это также не дает оснований предполагать чужеродность **ЦАБ** по отношению к СП.

Кроме того, нам представляется, что парагенетическая связь неопротерозойских гранитоидов **ЦАБ** с коллизионно/аккреционными процессами не очевидна. Эти образования могут быть интерпретированы как внутриплитные. Кроме того, метаморфизм верхнедокембрийских толщ, а также прорывающих их гранитоидов и габброидов обусловлен скорее всего не коллизионно/аккреционными процессами, а увеличением теплового потока, связанным с рифтогенезом, а также процессами бластомилонитизации при крупноамплитудных сдвиговых перемещениях. Таким образом, есть основания полагать, что в Заангарье мы имеем дело с реликтами позднеопротерозойского эпиплатформенного транстензионного тектогенеза – комбинации рифтогенеза и крупноамплитудных сдвигов.

Работы проведены в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые исследования в Заангарье и анализ материалов по Заангарью проведены при финансовой поддержке РФФИ (17-05-00021 и 19-05-00794, соответственно).

ЛИТЕРАТУРА

1. Верниковский В.А. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных / В.А. Верниковский, Д.В. Метелкин, А.Е. Верниковская и др. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 1. – С. 63-90.
2. Лиханов И.И. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона / И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов // Геотектоника. – 2014. – № 5. – С. 32–53.
3. Ножкин А.Д. Sm–Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источника сноса / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, А.В. Маслов и др. // ДАН. – 2008. – Т. 423. – № 6. – С. 795–800.
4. Ножкин А.Д. Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении / А.Д. Ножкин, Н.В. Дмитриева, О.М. Туркина // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. – Томск: НИ Томский политехнический университет, 2013. – С. 247-250.
5. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа / В.В. Хоментовский // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 9. – С. 921-933.

ИЗОТОПНЫЕ И ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛОМИТОВ НИЖНЕПОДЪЕМСКОЙ ПОДСВИТЫ ПОРОЖИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

В.Н. Кулешов¹, Л.И. Свиридов^{2,1}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

Порожинская группа месторождений марганца расположена в Вороговском прогибе (Енисейский кряж) и приурочена к подъемской свите чапской серии неопротерозоя. Свита разделена на две подсвиты: нижнеподъемскую, представленную в основном доломитами, и верхнеподъемскую, которая сложена туфогенно-кремнисто-терригенными отложениями и карбонатно-марганцеворудными образованиями. Месторождения марганца, как считается [1-3], связаны с мезозойско-раннекайнозойскими корами выветривания (карстовые депрессии) по отложениям верхнеподъемской подсвиты.

Нижнеподъемская подсвита представлена преимущественно доломитами тонкозернистой гранобластовой и гетерогранобластовой структур. Доломиты вскрываются на всех участках месторождения, непосредственно подстилают марганценозные отложения верхней подсвиты и марганценозные коры выветривания остаточного типа. Вдоль контакта доломитов с вышележащими марганцевистыми туфоалевролитами часто развиваются линейные рудоносные коры выветривания в сочетании с карстовыми депрессиями различных форм.

Несмотря на то, что с отложениями нижней подсвиты сегодня не установлено генетической связи месторождений и рудопроявлений марганца, изучение доломитов этой подсвиты имеет важное значение для понимания условий седиментации и источника марганца в марганцеворудном бассейне седиментации неопротерозоя.

Нами изучены слабо- и неизмененные гипергенными процессами доломиты Мохового, Порожинского, Кожевенского и Северного месторождений. Пробы были отобраны как из разведочных канав, так и из керна буровых скважин. Результаты изучения химического состава доломитов в целом показывают повышенные содержания марганца, во многих случаях существенно превышающие содержания в земной коре (0,16–0,31% и выше), иногда достигают 6% и более. Аналогичные результаты ранее были приведены в работах [2, 3].

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) доломитов варьирует в широких пределах и составляет -1,9...2,0‰ (PDB) для $\delta^{13}\text{C}$, и 22,3...31,0‰ (SMOW) для $\delta^{18}\text{O}$. Эти данные свидетельствуют о разных изотопно-геохимических условиях образования доломитов. Можно полагать, что марганцеворудный бассейн седиментации Вороговского прогиба в неопротерозое был неоднородным и характеризовался, разным изотопным составом кислорода воды и, возможно, разной температурой. Это обусловило существование доломитов двух групп (группы 1 и 2, рисунок), существенно различающихся по изотопному составу кислорода. Процессы вторичного преобразования мы исключаем из обсуждения, поскольку при таких наложенных процессах происходит изменение не только изотопного состава кислорода, но и углерода, а в распределении величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается линейная зависимость, которая в данном случае отсутствует.

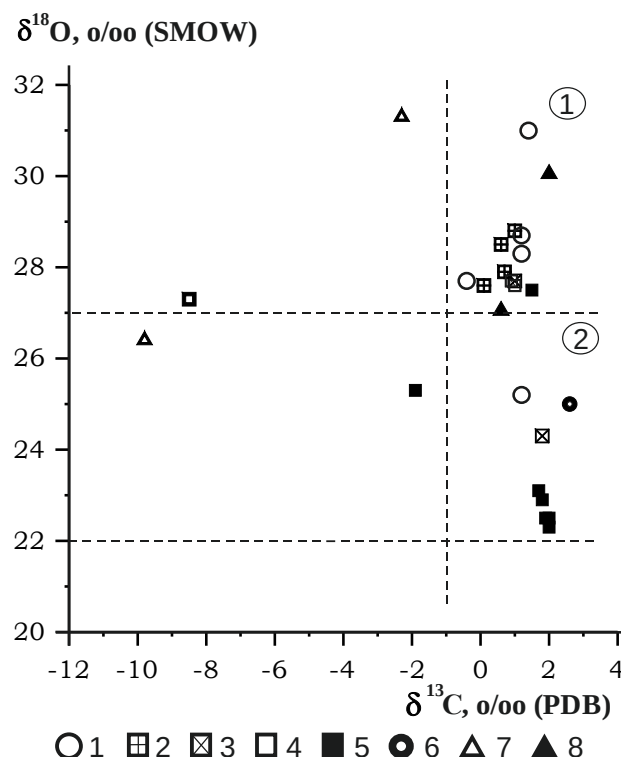


Рисунок. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах нижнеподъемской подсвиты Порожинской группы месторождений.

1 – доломиты Мохового месторождения; 2 - доломиты Порожинского месторождения (глубокие горизонты); 3 - доломиты Порожинского месторождения (карстовая депрессия); 4 – доломиты Кожевненского месторождения; 5 – доломиты Мохового месторождения (канавы); 6 – онколитовый доломит, Моховое месторождение; 7 – обломочная карбонатная порода, Порожинское месторождение; 8 – карбонат окисных руд, Порожинское месторождение. (1 и 2 в кружках – см. текст).

Важно отметить, что в распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) доломитов отчетливо проявлены положительные аномалии не только по церию, но и, в некоторых случаях, по европию. Последнее может свидетельствовать о существовании гидротермального источника, обусловившего поступление в бассейн седиментации вещества (в том числе, по-видимому, и марганца) не только с суши, но из глубоких горизонтов региона, связанных с магматическими очагами [1].

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 1.48.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мстиславский М.М. Порожинское месторождение марганца в Енисейском крае / М.М. Мстиславский, Н.И. Потконен // Геология рудных месторождений. – 1990. – № 3. – С. 82-95.
2. Цыкин Р.А. Об этапности формирования Порожинского месторождения марганца (Енисейский край) / Р.А. Цыкин // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края / Под ред. Г.Н. Бровкова. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 99–104.
3. Цыкин Р.А. Порожинский марганценоносный узел / Р.А. Цыкин, Л.И. Свиридов. – Красноярск: Сибирский федеральный ун-т, 2012. – 108 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БИОМОРФНЫХ РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

А.Ф. Кулматов, О.П. Шиловский, Р.Р. Хасанов

Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань, Россия

Изучение минералогических и геохимических особенностей биоморфных рудных образований имеет большое значение как для исследования процессов преобразования растительных тканей в условиях седиментации и постдиагенетических процессов, так и для выяснения особенностей рудообразования в осадочных толщах.

Целью работы является исследование минералогических и геохимических особенностей процессов преобразования растительных тканей в условиях седиментации и последующих преобразований при диагенетических процессах.

Образцы были исследованы методом оптической микроскопии, рентгенографического фазового анализа, гамма-спектрометрического анализа, рентгеновской компьютерной томографии и микрорентгено-флуоресцентного анализа.

Материалом для минералого-геохимического исследования в рамках данной работы послужили биоморфные рудные образования, собранные из мезозойских (верхнеюрских) отложений правого берега р. Волга вблизи населенного пункта Большие Тарханы в юго-восточной части Республики Татарстан, представленные пиритизированными и углефицированными фрагментами древесных стеблей высших растений.

Анализ условий седиментации остатков растительности показал, что формирование серых, тонко горизонтально слоистых отложений происходило в восстановительных условиях осадконакопления при малоактивном гидродинамическом режиме с высоким потреблением кислорода при разложении отмерших планктонных организмов [2].

Минеральный состав биоморфных рудных образований в основном представлен пиритом. В меньшем количестве содержатся кварц, барит, магнетит, иллит, натроалунит. Встречаются также участки сложенные углефицированной органикой. Как указывалось в предшествующих работах [3], изученные образцы характеризуются зональным строением, где внутренняя часть микрозернистым пиритом и углистым материалом, а периферийная часть – радиальными агрегатами мелко- и/или крупнозернистого пирита. У некоторых образцов зональность отсутствовала, но в массе пирита присутствовали обломочные частицы кварца, что, скорее всего, обусловлено осадконакоплением в более мелководных условиях.

Пирит центральной части образцов характеризуется низкой степенью кристалличности, что обусловлено его образованием при перекристаллизации гидротроилита. Пирит в виде наростов на поверхности образцов представляет собой пиритизированные постройки микробиальных колоний, представленных цианобионтами, первоначально карбонатного состава [2]. Натроалунит мог образоваться как на дне бассейна осадконакопления в результате воздействия сероводорода на силикаты (глинистые и слюдистые минералы вмещающих пород), так и при экзогенном окислении пирита.

Магнетит вторично образовывался по пириту при наличии свободного кислорода [3], что указывает на периодическую кратковременную смену восстановительных условий осадконакопления на окислительные. Иллит, являясь

глинистым минералом, входящим в состав вмещающих пород, мог оказаться в растительных остатках, попав в них по трещинам при захоронении.

Наличие значительного количества барита может быть связано с тем, что трещины в древесине были заполнены обломочными частицами кварца алевритовой размерности и глинистым материалом, что обеспечило более высокую подвижность растворов в образце. Этот процесс ослабил биогенную пиритизацию и ускорило образование пирита хемогенным путем, при котором не происходит восстановления серы сульфат-ионов, что обеспечивает их сохранность и возможность дальнейшего образования из них сульфатов (таких как барит, гипс) одновременно с пиритом [1].

По данным элементного картирования поверхности методом микрорентгено-флуоресцентного анализа в углистой части образцов отмечается повышенное содержание таких элементов как Ge и As. Такое распределение элементов обусловлено тем, что растительный материал, оказавшись в условиях осадконакопления, является геохимическим барьером, поэтому сорбирует различные элементы из вмещающих отложений.

Результаты гамма-спектрометрического анализа показали более высокое содержание изотопов Ra^{226} в биоморфных рудных образованиях и более низкое содержание изотопов Th^{232} по сравнению с вмещающими породами. Повышенные значения содержания изотопов Ra^{226} (продукт распада урана), объясняется накоплением урана в растительных остатках, которые представляют собой локальные геохимические барьеры.

Процесс фоссилизации растительной ткани древесины протекал, по всей видимости, в 7 этапов: 1) образование на древесине строматолитовых построек, в результате жизнедеятельности цианобактерий; 2) погружение древесины на дно бассейна осадконакопления; 3) углефикация и пиритизация стенок растительных тканей в восстановительной обстановке; 4) заполнение полостей клеток пиритом под действием сульфатредуцирующих бактерий; 5) био-хемогенное преобразование известковых наростов в пиритовые оторочки; 6) хемогенное образование пирита; 7) разложение пиритизированных и углефицированных образований в поверхностных условиях с образованием серной кислоты и натроалунита.

В результате выполненной работы установлена стадийность углефикации и минерализации (пиритизации) растительных остатков в процессе накопления и литификации осадков позднерусского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Злобин А.А. Биохемогенные преобразования серы в современных и древних осадочных бассейнах / А.А. Злобин // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2017. – Т. 4. – № 2. – С. 223-227.
2. Королев Э.А.. Влияние структурно-генетических особенностей различных видов органических остатков на характер образования аутигенных пиритовых агрегатов в верхнеюрских отложениях / Э.А. Королев, О.П. Шиловский, Э.Р. Бариева, Е.В. Нуждин, В.М. Николаева, Р.И. Хамадиев // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. – 2010. – Т. 152. – Кн. 3. – С. 192-207.
3. Хамадиев Р.И. Минеральные микроассоциации пиритовых конкреций как индикаторы геохимических обстановок седиментации Среднерусского палеоморя / Р.И. Хамадиев, Э.А. Королев, О.П. Шиловский // Металлогения древних и современных океанов – 2012, гидротермальные поля и руды. – Миасс: РАН уральское отделение, 2012. – С. 286-289.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕНЕЗИСА И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ ЗАПАДНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

В.Ю. Лаврушин^{1,2}, А. Айдаркожина^{1,2}, А.Б. Кузнецов³, С.Н. Кох²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Исследование грязевых вулканов позволяет получить представление о геохимических особенностях глубинных флюидных систем нефтегазаноносных бассейнов, локализованных в подвижных поясах Земли. Однако до сих пор остаются дискуссионными вопросы глубин формирования газовой и водной составляющих вулканических выбросов, механизмов обогащения вод микрокомпонентами, а также роли кайнозойских и мезозойских отложений в формировании флюидных систем грязевых вулканов.

Эти вопросы рассматриваются на базе результатов геохимических исследований 40 грязевых вулканов Западно-Кубанского прогиба, проведенных в 2001, 2009, 2015 и 2017 гг. Грязевулканические постройки локализованы вблизи южного борта прогиба в полосе ~150х30 км. Из них производился отбор проб воды и газов для определения их химических и изотопных ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в H_2O , $\delta^{13}\text{C}$ в HCO_3^- , $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 и CO_2 , а также $\delta^{15}\text{N}$ в N_2) характеристик. Для оценки температур флюидогенерации использовались гидрохимические геотермометры (Mg-Li и Na-Li) [3].

Общая характеристика флюидных систем

Преобладающим компонентом газовой фазы является метан (до 97 %). Однако в газах отдельных вулканов встречаются и высокие концентрации CO_2 (до ~80 %). Грязевулканические воды характеризуются pH от 7,7 до 8,7. Минерализация вод меняется от 5,2 до 53,2 г/л, составляя в среднем 12,5 г/л. В водах часто присутствуют высокие концентрации иона HCO_3^- - от 1,9 до 9 г/л. Поэтому они относятся к $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}/\text{Na}$ или $\text{Cl}/\text{HCO}_3^-/\text{Na}$ -типам.

Оценки пластовых температур флюидогенерации по $T_{\text{Mg-Li}}$ -геотермометру варьируют в диапазонах от 34 до 160°C ($T_{\text{ср}} = 88,4^\circ\text{C}$; $n = 45$) для Керчи и от 18 до 137°C ($T_{\text{ср}} = 77,2^\circ\text{C}$; $n = 18$) для Тамани. Учитывая величины геотермического градиента, глубины формирования грязевулканических вод можно оценить как $H_{\text{Mg/Li}} = 1,0 \div 4,0$ км для Керчи и $H_{\text{Mg/Li}} = 0,5 \div 3,4$ км для Тамани. Это примерно соответствует интервалу залегания отложений майкопской серии в этой провинции [1, 2].

Региональные особенности изменения состава флюидных систем

Для концентраций CO_2 и HCO_3^- отмечается общая закономерность – их максимальные концентрации обнаруживаются в вулканах тяготеющих к побережью Керченского пролива. Для вод с высокими концентрациями HCO_3^- также характерны более низкие концентрации хлор-иона.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 меняются от -22,9 до +22,0 ‰. При этом вулканы Крыма сильно отличаются по величине среднего $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2) от вулканов Таманского полуострова (-7,16 и +6,91 ‰ соответственно).

В отличие от изотопных характеристик газовой фазы грязевые вулканы Керчи и Тамани практически не различаются по диапазону вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в HCO_3^- – от -18,7 до +38,9 ‰. В керченских вулканах также как и в таманских часто встречаются аномально-высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в HCO_3^- (от +10 до +38,9 ‰). Зависимость между значениями $\delta^{13}\text{C}$ в HCO_3^- и CO_2 не выявляется.

Воды вулканов Керчи по изотопному составу водорода и кислорода ($\delta\text{D} = -25,1 \dots +5,8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -6,03 \dots +14,5\text{‰}$) сильно отличаются от поверхностных вод

региона высокими положительными значениями $\delta^{18}\text{O}$. При этом в крымских вулканах высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($>+10\text{‰}$) встречаются чаще, чем в вулканах Таманского полуострова. Поэтому они характеризуются более высоким значением $\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}}$ ($+5,6\text{‰}$), чем вулканы Тамани ($+3,9\text{‰}$).

Обнаружена корреляция $\delta^{18}\text{O}$ со значениями $t(\text{Mg-Li})$. Схожая зависимость выявляется и при сопоставлении концентраций иона HCO_3^- и значений $\delta^{13}\text{C}$ в воднорастворенных формах углекислоты.

Впервые был охарактеризован *изотопный состав азота* в газах 28 грязевых вулканов. Значения $\delta^{15}\text{N}$ в газах Керченского полуострова варьируют от $-3,1$ до $-0,4\text{‰}$ ($\delta^{15}\text{N}_{\text{ср}} = -2,2 \pm 0,38\text{‰}$), а на Таманском - от $-5,2$ до $-0,8\text{‰}$ ($\delta^{15}\text{N}_{\text{ср}} = -2,6 \pm 0,76$).

Величина $\delta^{13}\text{C}$ (CH_4) в газах Керченско-Таманской области меняется от $-72,5$ до $-34,6\text{‰}$. Минимальные и максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ отмечены в таманских вулканах (г. Гнилая и Гладковский). Среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 вулканов Таманского полуострова составляет $-51,65\text{‰}$, а для Керченского - $-45,29\text{‰}$. Отмечается тенденция увеличения значений $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в западном направлении. Она может быть следствием увеличения глубин флюидогенерации грязевулканических газов (метана), что также согласуется с тенденцией к увеличению значений пластовых (Mg-Li) температур в западном направлении. Эти тенденции не исключают возможности участия вод и газов подмайкипских отложений (мел-юра) в формировании грязевулканических систем региона.

Для решения этого вопроса исследовался изотопный состав стронция в солевом составе вод. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ большинства вулканов варьируют от $0,70804$ до $0,70978$. Из него выделяются только два вулкана Таманского полуострова – Гладковский ($0,71076$) и Семигорский ($0,70734$), расположенные в предгорьях Большого Кавказа. Показано, что значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ положительно коррелирует с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $t(\text{Mg-Li})$. Это исключает возможность участия в формировании грязевулканических вод флюидных систем подмайкипских отложений, контактирующих с карбонатными породами мезозойского возраста.

В целом, проведенные геохимические исследования показали, что формирование грязевулканических систем Западно-Кубанского прогиба происходит в основном в майкопской (олигоцен-миоценовой) части осадочного чехла на глубинах до 4 км . Геохимическая специфика грязевулканических флюидов в основном связана с температурно-зависимыми процессами взаимодействия в системе «вода-порода-органическое вещество», сопровождающимися также процессом дегидратации глин. При этом отсутствуют признаки участия в их формировании флюидов, поступающих из отложений мезозойского возраста.

Благодарности: работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 17-17-01056.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шнюков Е.Ф. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас) / Е.Ф. Шнюков, Ю.В. Соболевский, Г.И. Гнатенко, П.И. Науменко, В.А. Кутний. – Киев: Наукова Думка, 1986. – 148 с.
2. Якубов А.А. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью / А.А. Якубов, Б.В. Григорьянц, А.Д. Алиев и др. – Баку: ЭЛМ, 1980. – 165 с.
3. Kharaka Y.K. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins / Y.K. Kharaka, R.H. Mariner // Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories. – N.Y.: Springer-Verlag, 1989. – P. 99–117.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ГЕНЕЗИСА ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ (ЮГО-ЗАПАД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

С.И. Ларин¹, В.А. Алексеева², С.А. Лаухин³, Н.С. Ларина⁴

¹Институт Криосферы Земли ФИЦ ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

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

³Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия

⁴Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

В пределах южных равнин Западной Сибири и Северного Казахстана широко распространены покровные желтовато-бурые карбонатные отложения - лёссы, лёссовидные суглинки, супеси и пески. Верхняя часть этих осадков залегает непосредственно под современным почвенным покровом. Они имеют мощность от 1-1,5 м до 2-5 м, к югу до 7-10 м, резкую нижнюю границу и перекрывают разные по облику, генезису, составу и возрасту осадки. В долинах рек на них иногда налегают аллювиальные и озерные осадки, на междуречьях - осадки современных озер и торф. Характерные особенности этих отложений (цвет, структура, слоистость, сортировка материала, карбонатность и т.д.) выдержаны на огромной территории. Возраст покровных отложений, исходя из его стратиграфического положения, соответствует эпохе последнего (сартанского) оледенения и определяется в интервале 20-13 тыс. л. н. [2]. Чаще всего покровные отложения считают результатом выветривания, эоловой аккумуляции в эпохи аридизации и потепления климата или водных эрозионно-аккумулятивных процессов при повышенном обводнении территории. Заметное участие в этих процессах принимали новейшие тектонические движения [1-3].

Многолетние исследования авторов в пределах Tobол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий своеобразных форм рельефа (грив (гряд), бугров, котловин, западин), генетически связанных с покровом лёссовидных отложений, показали, что среди отложений грив и бугров преобладают суглинистые и супесчано-песчаные преимущественно горизонтально и субгоризонтально слоистые осадки. Все остальные типы слоистости - волнистая, линзовидная, косая, эоловая прямо или в сочетаниях носят подчиненный характер [1].

Для определения генезиса, степени химической зрелости покровных отложений и отражения в них палеоклиматических условий осадконакопления были рассчитаны индексы - климатические модули - показатели условий выветривания и осадконакопления: CIA, CIW, ICV, а также ряд литохимических коэффициентов (кремнекислый, основной, зрелости, окисления, карбонатный, щелочной, однородности пород и химической зрелости тонкого терригенного материала, уровня биопродуктивности, поведения легкорастворимых солей и др.) [4-7].

Рассчитанные значения модулей (CIA =59-65, CIW =72-64, ICV =1,0-1,2) показывают, что основная часть осадочной толщи грив испытала слабое или относительно умеренное воздействие процессов выветривания и формировалась преимущественно в условиях холодного аридного либо слабо умеренного климата. Верхние части разрезов отложений грив испытали большее воздействие процессов выветривания, поскольку формировались в более гумидных условиях (CIA=76-79, поверхностные образцы на контакте с дневной поверхностью CIA=71-73; CIW=88-82; ICV =0,8-0,9). В основании этой приповерхностной части разрезов, фиксируется резкая волна похолодания и аридизации климата (CIA=51-55; CIW=65). Различия, как правило, отражены в морфологии и стратиграфии разрезов покровных отложений. Выявленные закономерности, подтверждаются криолитологическими данными [1], в

частности снижением снизу вверх по разрезам значений коэффициента криогенной контрастности (ККК) по [5], учитывающего распределение по гранулометрическому спектру кварца и полевых шпатов во фракциях 0,05-0,01 мм и 0,1-0,05 мм, а также распределением основных литохимических коэффициентов. По аналогии с климатическими модулями графики изменчивости литохимических коэффициентов показывают относительно однородные условия седиментации большей части осадочной толщи покровных отложений. В основании приповерхностной части толщи покровных отложений, значения литохимических коэффициентов показывают резкие контрасты.

В целом, полученные данные свидетельствуют, что основная часть осадочной покровной толщи испытала слабое или относительно умеренное воздействие процессов выветривания и формировалась преимущественно в условиях холодного аридного или слабо умеренного климата. Верхняя часть толщи испытала большее воздействие процессов выветривания, поскольку формировалась в более гумидных условиях.

Работа выполнена по госзаданию, согласно Плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018-2020 годы, протокол №2 от 8.12.2017 (Приоритетное направление IX.135. Программа IX.135.2 Проект: IX.135.2.2. Изменения в литосфере и ландшафтах криолитозоны России под влиянием климатических и техногенных факторов: глобальные, региональные и локальные составляющие пространственно-временной изменчивости).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева В.А. О генезисе гривно-ложбинного рельефа юга Западной Сибири / В.А. Алексеева, С.И. Ларин, Н.С. Ларина, С.А. Лаухин, Ф.Е. Максимов // Теория и методы современной геоморфологии: мат. XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Симферополь, 2016. – Т. 2. – С.92-96.
2. Волков И.А. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время / И.А. Волков, В.С. Волкова, И.И. Задкова. – Новосибирск: Изд-во Наука, Сибирское отделение, 1969. – 332 с.
3. Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины / М.Е. Городецкая. – М.: Наука, 1972. – 154 с.
4. Интерпретация геохимических данных / Е.В.Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. – М.: Интермет Инженеринг, 2001. – 288 с.
5. Конищев В.Н. Методы криолитологических исследований / В.Н. Конищев, В.В. Рогов. – М.: Изд-во МГУ, 1994. – 131 с.
6. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие / А.В. Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
7. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

ОСОБЕННОСТИ ТЕХНОГЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НАМЫВНЫХ МАССИВОВ

Н.А. Ларионова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Седиментогенез – совокупность явлений, протекающих на поверхности Земли и приводящих к образованию новых осадочных образований за счёт переработки ранее существовавших пород. При этом отмечается смыв и транспортировка материала и его осаждение (седиментация). Некоторая аналогия с природными процессами прослеживается при гидромеханическом намыве грунтов.

В России для создания намывных площадей, новых территорий под строительство, повышения абсолютных отметок поверхности участков поймы, возведения плотин с 50-х годов прошлого века широко используется метод гидронамыва грунтов. Намывные грунты – это уложенные способом гидромеханизации горные породы или промышленные отходы. Намывные грунты унаследуют отдельные генетические особенности исходных карьерных грунтов – минералогический состав, содержание преобладающих фракций. Для возведения намывных массивов часто используются песчаные грунты, которые в результате комплекса протекающих процессов проходят стадию консолидации с последующим изменением физико-механических свойств.

Формирование свойств намывных грунтов, закономерности их изменения во времени зависят от многих факторов: особенностей состава и структуры исходных карьерных песков, геологического строения и гидрогеологических условий участка возведения намывного сооружения, дренированности естественного основания, на которое производится намыв. На качество формирующейся толщи большое влияние оказывают выбранный способ, технология и режим намыва, концентрация пульпы и ее удельные расходы.

Существует два способа намыва: надводный и подводный. При надводном способе намываемые грунты укладываются на поверхности земли послойно или поярусно. При подводном способе намыва грунт укладывается в воду, и лучшие результаты получены при заглублении гидросмеси под уровень воды на 1,0-1,5 м. Каждый способ создает свои условия формирования свойств намывных грунтов, определенные закономерности фракционирования их по крупности и распределения по плотности в профиле возводимого сооружения. При подводном намыве отмечаются меньшие показатели плотности, чем при надводном. В начальный момент времени пески откладываются с плотностью, почти равной предельно-рыхлому сложению. При этом плотность скелета песка уменьшается с глубиной примерно на $0,01 \text{ г/см}^3$ на каждый метр глубины водоема. Это характерно практически для всех песчаных грунтов разной дисперсности, при этом отмечена рыхлая укладка песка в нижних слоях отложений.

С увеличением весовой концентрации пульпы плотность скелета грунта уменьшается. При больших (более 50 л/с) удельных расходах намывной грунт представляет собой сравнительно однородную массу, а при малых расходах (1,5-2,0 л/с) он слоистый [3]. Считается, что для получения однородных намывных грунтов следует производить намыв при удельном расходе более 20 л/с и консистенции пульпы не более 20%. С увеличением интенсивности намыва плотность намывной грунтовой толщи уменьшается.

При намыве происходит фракционирование грунта. С удалением от места поступления пульпы содержание крупных частиц уменьшается, а более мелких –

увеличивается, что влияет на изменение гранулометрического состава и, соответственно, на фильтрационную способность. Вследствие особенностей структуры намывного грунта отмечается анизотропия фильтрационных свойств. Коэффициент фильтрации намывного грунта ненарушенной структуры в нормальном относительно напластования направлении меньше, чем в продольном направлении. Это характерно и для намывных промышленных отходов (золошлаков, шламов). Различие в фильтрационной способности намывных песков может составлять для крупнозернистых песков $k_{гориз.}=2,1 k_{верт.}$; для мелких песков $k_{гориз.}=1,2 k_{верт.}$ [3]. В результате фракционирования грунтов при намыве и увеличения количества мелких фракций с удалением от места выпуска пульпы снижается их фильтрационная способность.

Динамика формирования и преобразования свойств намывных грунтов во времени осуществляется в несколько стадий. И.В. Дудлер предлагает выделять четыре стадии формирования и изменения свойств намывных грунтов во времени: седиментация, диагенез, эпигенез и гипергенез [2]. Стадия седиментации – это процесс осадкообразования. Грунты находятся в состоянии, близком к полному водонасыщению, при этом имеют рыхлое сложение. В конце этой стадии формируется начальная плотность намывного грунта. Критерием ее завершения при надводном намыве является снижение степени водонасыщения до 0,8. Длительность этой стадии может меняться от часов до нескольких дней.

Стадия начального диагенеза характеризуется интенсивным развитием процессов уплотнения намывных грунтов – происходит отжим воды, изменяется его влажность, плотность приобретает величину, близкую к проектной.

Стадия эпигенеза характеризуется продолжением упрочнения намывных грунтов за счет формирования водостойких цементационных связей, представленных гелем кремниевой кислоты и окислами железа. С увеличением времени после намыва увеличиваются физико-механические свойства грунтов (плотность, сцепление, модуль деформации и др.). В более поздний период на стадии гипергенеза намывные грунты могут претерпевать разнообразные гипергенные изменения под влиянием техногенных воздействий, в том числе в результате изменения гидрогеологических условий. С увеличением “возраста” намывных грунтов содержание соединений наиболее активных элементов в формирующихся новообразованиях изменяется, что характерно для SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и Fe_2O_3 . В намывных грунтах, имеющих возраст 13 лет, содержится в 1,5-4,0 раза больше SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , чем в свеженамытых разностях [1].

Таким образом, общей закономерностью формирования намывных песков является улучшение их физико-механических свойств, вследствие протекающих процессов самоуплотнения и упрочнения. Упрочнение намывных грунтов связано с формированием в грунтах структурных связей (за счет геля кремниевой кислоты), зависящих от состава грунтов и воды, времени намыва.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00944а

ЛИТЕРАТУРА

1. Барац Н.И. Применение намывных песков в качестве искусственного основания в г. Омске / Н.И. Барац, А.С. Нестеров // Техника и технологии строительства. – 2015. – № 3(3). – С. 52-59.
2. Дудлер И.В. Инженерно-геологический контроль при возведении и эксплуатации намывных сооружений / И.В. Дудлер. – М.: Стройиздат, 1987. – 182 с.
3. Меленьтьев В.А. Намывные гидротехнические сооружения / В.А. Меленьтьев, Н.П. Колпашников, Б.А. Волнин. – М.: Энергия, 1973. – 247 с.

ЛИТОГЕНЕЗ И ФЛЮИДИНАМИКА ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.В. Ларичев, В.И. Попков, И.В. Попков

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Изучение гидрогеологических особенностей нижних структурных этажей молодой Скифско-Туранской платформы (переходный комплекс, фундамент) показало, что в отличие от перекрывающих чехольных отложений они обладают рядом характерных черт, позволяющих говорить об особых гидродинамических условиях этих комплексов, определяемых, прежде всего, вторичным характером их фильтрационно-емкостных свойств. Последнее обстоятельство обусловлено высокой степенью постседиментационных изменений пород.

Обычно степень литификации пород увеличивается прогрессивно, с нарастанием глубины, но с различной интенсивностью, которая зависит от целого ряда факторов: литологических и минералогических особенностей состава пород, термобарических условий, тектонических напряжений земной коры и т. д., главным из которых являются состав пород, давление и температура. В этих условиях формирование горизонтов и комплексов пород-коллекторов сопровождается значительной неоднородностью по проницаемым свойствам в латеральном направлении. Эта неоднородность проявляется на стадиях седиментогенеза и диагенеза и значительно усиливается при катагенетических преобразованиях. В пластах песчаников с наиболее распространенным глинистым цементом в зонах позднего катагенеза формируются флюидоупорные или полуфлюидоупорные участки сильно затрудняющие латеральную проводимость пластов, а при прохождении стадии МК4 коллекторские свойства песчаников оцениваются положительно лишь при возникновении в нем трещиноватости, т.е. в условиях перехода порового коллектора в порово-трещинный. В связи с этим зоны коллекторов приобретают "островной" (пятнистый) характер, а в гидродинамическом отношении образуются латерально-изолированные или весьма трудносообщающиеся системы [1, 3-6].

Размеры этих зон, по мнению некоторых исследователей [2, 3 и др.] не выходят за рамки структур, в связи с чем латеральная составляющая в динамике пластовых вод больших глубин незначительна. По этой причине есть все основания считать, что на рассматриваемых глубинах элизионный водообмен, предполагающий дальнюю латеральную миграцию пластовых вод, не происходит. Более того, в большинстве случаев в процессе литификации и потере первичной пористости отфильтровываются рыхлосвязанные воды, а в результате воздействия высоких температур глинистые и прочие минералы теряют физически связанную воду, и исчезают силы, удерживающие воду вблизи минеральных зерен, тем самым значительно облегчается ее фильтрация, интенсифицируются реакции взаимодействия воды и минерального скелета породы (термодегидратация глинистых минералов).

Эпигенез порового пространства предопределяет и вторичный характер насыщающих его пластовых вод по отношению к первичным седиментационным, о чем свидетельствуют результаты гидрохимических исследований. Доминантом в водорастворенном комплексе пластовых вод выступают гидрокарбонаты щелочей, а по своему генезису эти воды, в большинстве своем, относятся к глубинным дегазационным [3-5].

Отсутствие латеральной проводимости, способствующей быстрой релаксации высоких давлений, формирующихся в гидродинамически замкнутых коллекторах, приводит к широкому распространению СГДП, что способствует увеличению содержания растворенных газообразных углеводородов и прочих газов в подземных водах. В результате возникают условия, препятствующие литификации коллекторов и уплотнению покрышек в смежных флюидопорах, что определяется наличием высокого противодействия флюидов на стенки пор. Высокие гидравлические градиенты, возникающие между отдельными флюидонасыщенными зонами в вертикальном разрезе, кратно превышают таковые в латеральном направлении. В этих условиях литификация идет пульсационно, в момент прорыва флюидов (и срабатывания давления) в верхние стратиграфические горизонты. Одновременно происходит и самозалечивание путей миграции флюидов выпадающими минералами - кальцитом, доломитом, ангидритом в окружающую зону СГДП пространстве.

Схемы гидродинамической зональности, построенные нами по отдельным структурам и месторождениям УВ [3], характеризуются плавным нарастанием пластовых давлений к сводовым их частям. Ближе к крыльям пластовые давления выравниваются до нормальных гидростатических. Отмеченная площадная гидродинамическая зональность проявляется и в гидрохимическом плане, когда минерализация пластовых вод увеличивается от сводов структур к крыльям. Все это свидетельствует о современном (новейшем) возрасте идущих процессов, где восходящая миграция стимулирует «неравновесное» состояние гидродинамической системы. На этом фоне высокие градиенты между отдельными структурами следует рассматривать в качестве еще одного доказательства в пользу изолированности зон развития коллекторов и показателем степени отсутствия их латеральной взаимосвязи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 р_юг_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дюнин В.И. Гидродинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов / В.И. Дюнин. – М.: Научный мир, 2000. – 472 с.
2. Капченко Л.Н. Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления / Л.Н. Капченко. – Л.: Недра, 1983. – 263 с.
3. Ларичев В.В. Влияние геодинамического фактора на условия формирования и проявления гидрогеологических аномалий в разрезе нефтегазоносных бассейнов / В.В. Ларичев, В.И. Попков // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. – 2006. – № 3(16). – 2006. – С.123–134.
4. Медведев С.А. Генезис вод глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов молодой платформы юга СССР / С.А. Медведев, В.И. Попков // Советская геология. – 1986. – № 6. – С. 118–125.
5. Попков В.И. Проблемы дегазационных концепций нефтидогенеза / В.И. Попков, В.А. Соловьев, Л.П. Соловьева. – Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2015. – 125 с.
6. Попков В.И. Флюидодинамические особенности глубокопогруженных нефтегазоносных комплексов / В.И. Попков, В.В. Ларичев // Геология, география и глобальная энергия. – 2016. – № 4. – С. 88–92.

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НА РУБЕЖЕ ПЛИНСБАХА - ТОАРА В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, ГОРНОГО КРЫМА И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

И.В. Латышева^{1,2}, А.Н. Стафеев², Т.В. Суханова², Ю.О. Гаврилов¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

На пассивной Крымско-Кавказской окраине мезозойского океана Тетис, как и во многих других районах [2], на рубеже плинсбаха-тоара произошла смена режима осадконакопления, связанная с перестройкой палеогеографии.

Породы плинсбахско-тоарского возраста в пределах Крымско-Кавказской окраины океана Тетис свидетельствуют о синхронных изменениях общих физико-географических условий, палеогеографических обстановок и климата.

Проведено сопоставление пород плинсбахско-тоарского возраста в Горном Крыму (район пос. Обсерватория), Восточном Предкавказье (по материалу керна скважин Восточная-1, Величаевская-43 и Зурмутинская-10) и в пределах Северного склона Большого Кавказа (долины рек Белой, Аварского Койсу, Терека).

В Восточном Предкавказье плинсбахско-тоарский интервал представлен в целом двучленной песчано-глинистой пачкой, нижняя часть преимущественно песчанистая, верхняя – более глинистая. Из этой пачки по скважине Восточной получены палинокомплексы тоарского возраста [4]. Мощность этой пачки изменяется от 20 до 50 метров. Плинсбахско-тоарские породы залегают на известняках триасового возраста или на гранитоидах палеозоя. В нижней части пачки залегают песчаники с большим содержанием кварца, иногда субграувакковые с обломками кислых вулканитов. В песчаниках отмечается косая слоистость и оползневые текстуры. Верхняя часть представлена коричневыми тонкослоистыми глинами или алевролитистыми глинами, нередко битуминозными, с обломками углефицированного растительного детрита.

В Крыму и на Кавказе в нижнем тоаре повсеместно накапливаются глинистые толщи. В Горном Крыму рассматриваемому временному интервалу также соответствует ченкская толща – песчаная фация флювиальной дельтовой лопасти позднеплинсбахско-раннетоарского комплекса, выделяющаяся среди окружающих ее глинистых пород [6]. По составу глинистых минералов толща разделяется на две части: в нижней части разреза присутствует каолинит, в верхней – каолинит исчезает, появляется смектит, хлорит-смектит, что хорошо согласуется с проявлением в Крыму плинсбахско-тоарского вулканизма. Спорово-пыльцевой спектр из ченкской толщи хорошо сопоставляется с тоарским палинокомплексом из Лозовской зоны Горного Крыма [6].

В пределах северного склона Большого Кавказа, отвечающего северному борту палеопроегги (Архыз-Гузерицкая и Дигоро-Осетинская СФЗ, по [3]), повсеместно отмечается резкий переход от песчаников с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов (верхний плинсбах) к глинистым толщам нижнего тоара. Свиты нижнетоарского возраста часто представляют собой глинистые сланцы, с прослоями черных сланцев и пиритовыми стяжениями, с подчиненными по мощности песчано-алевровитовыми прослоями [1].

К началу тоарского века на Скифской плите сформировалась крупная, самая западная из речных систем, питавших раннеюрские бассейны Кавказа и Крыма. Речная система транспортировала осадочный материал через систему проточных озерных бассейнов в шельфовый бассейн Западного Предкавказья и в Южно-Крымский бассейн, имела северо-восточное протяжение и сформировалась,

вероятно, в условиях региональных левосдвиговых движений; проточные озера также имели присдвиговую природу.

В большинстве проточных озерных бассейнов Скифской платформы находились вулканические центры. В разрезах скважин установлены андезидацитовые и риолитовые вулканиды предположительно верхнеплинсбахского возраста [4]. Вероятно, с вулканической активностью связано и наличие в глинах верхов плинсбаха – низов тоара вермикулита (до 15%), который мог формироваться по пирокластическому материалу. Локальные проявления вулканической активности в Горном Крыму также можно связать с развитием присдвиговых бассейнов типа «pull-apart».

Палиноспектры верхов плинсбаха отличаются появлением тепло- и влаголюбивых матониевых папоротников, обязательным присутствием влаголюбивых осмундовых, высоким содержанием теплолюбивых диптериевых (до 25%). В спектрах много влаголюбивых кипарисовых и таксодиевых (до 20%), преобладают листопадные гинкговые (до 33%), которые обеспечивали мощную лесную подстилку и обогащение почв гумусом. Гумидный климат и выровненный рельеф, возникший в условиях тектонического покоя, привели к образованию кор выветривания [5]. В начале тоара климат стал более жарким и менее влажным. В спектрах тоара возрастает содержание теплолюбивых хейролепидиевых (*Classopolis*, до 30 % в Крыму, до 60 % на Северном Кавказе). Вместе с исчезновением из глин каолинита это свидетельствует об аридизации климата. Коры выветривания покрылись панцирями, эрозия замедлилась, материал твердого стока рек стал более тонким и зрелым, скорость седиментации в бассейнах снизилась. Полузамкнутые бассейны характеризовались застойностью придонных вод из-за слабой гидродинамики и отсутствия приливно-отливных течений.

Работа выполнена по теме № 0135-2019-0070.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа / Ю.О. Гаврилов. – М.: ГЕОС. 2005. – 300 с.
2. Захаров В.А. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике / В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, В.И. Ильина, Б.Л. Никитенко // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14. – № 4. – С. 61-80.
3. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнесреднеюрских отложений. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Д.И. Панов, А.И. Гущин. – М.: Наука, 1987. – С. 124–139.
4. Панов Д.И. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья / Д.И. Панов, А.Н. Стафеев, В.В. Юцис // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1996. – Т. 71. – Вып. 6. – С. 3-13.
5. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания / В.П. Петров. – М. 1967. – 343 с.
6. Стафеев А.Н. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления / А.Н. Стафеев, Т.В. Суханова, И.В. Латышева, В.Л. Косоруков, П.Ю. Плечов, Ю.И. Ростовцева, С.Б. Смирнова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2014. – № 5. – С. 40-48.

ФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

М.А. Левитан

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

Основными задачами работы являются следующие: 1) получение данных о средневзвешенном литологическом составе четвертичных осадков Тихого океана для двух временных срезов: эоплейстоцена (1,8-0,8 млн лет) и неоплейстоцена (0,8-0,01 млн. лет); 2) сравнительный анализ количественных параметров плейстоценовой седиментации для двух мегафациальных областей: пелагической области осадконакопления и подводных континентальных окраин; 3) выявление долговременных трендов плейстоценовой седиментации. Эти задачи решаются построением обзорных литолого-фациальных карт для указанных временных срезов (в масштабе 1:35 000 000 для пелагической области и в масштабе 1:20 000 000 для подводных континентальных окраин) и обчетом построенных карт с помощью объемного метода А.Б. Ронова [6]. В основе использованного фактического материала лежат опубликованные данные международного проекта глубоководного бурения [7], частично учтены материалы по литологии кернов длинных трубок и геофизические данные.

Указанные выше литолого-фациальные карты отчасти опубликованы автором доклада с сотрудниками [3-5] или сданы в печать. В целом закартировано порядка 87,3% от общей площади Тихого океана. По всем картам рассчитаны площади и объемы, занятые теми или иными литологическими градами. С использованием данных по физическим свойствам осадков объемы пересчитаны в массы сухого осадочного вещества. Получены также материалы по массам осадков в единицу времени, абсолютным массам осадков и осадкообразующих компонентов. Таким образом, можно считать, что с учетом географического распределения изученных разрезов первая задача выполнена.

Вторая и третья задачи характеризуются несколькими количественными параметрами. Отношение площадей пелагических и окраинно-континентальных осадков в неоплейстоцене составило 4,90. Такое же соотношение для эоплейстоцена равно 4,89, и для плейстоцена в целом – 4,89. Отношения объемов в пелагической области и на континентальных окраинах для указанных стратиграфических подразделений, соответственно, равны 1,16, 1,05 и 1,11. Соотношение средних мощностей составляет 0,18. Следовательно, если исходить из округленных значений, то в среднем мощность осадков плейстоцена на континентальных окраинах в 5 раз выше, чем в пелагической части ложа Тихого океана, что и обеспечивает примерное равенство объемов.

Массы сухих осадков для пелагической области Тихого океана для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно, равны 969, 722 и 1691×10^{18} г. Суммарные величины для всех изученных континентальных окраин, соответственно, равны 1333, 1219 и 2552×10^{18} г. Следовательно, в среднем в плейстоцене на континентальных окраинах Тихого океана накапливалось в 1,5 раза больше сухого осадочного вещества, чем в пелагической области, и это – без учета неисследованных континентальных окраин.

Абсолютные массы осадков (для неоплейстоцена, эоплейстоцена и всего плейстоцена, соответственно) равны: для пелагической области – 0,909, 0,548 и 0,708 г/см² x тыс. лет; для континентальных окраин – 7,681, 5,683 и 6,567 г/см² x тыс. лет.

В пелагической области в неоплейстоцене, эоплейстоцене и плейстоцене в целом соотношение литогенных, карбонатных и кремнистых осадков составляло

67:28:5, 74:21:5 и 70:25:5, соответственно. Для всей изученной области подводных континентальных окраин рассматриваемое соотношение составляло 78:16:5, 75:19:6 и 77:17:6, соответственно. При этом относительная роль карбонатов выше в пелагиали, а литогенных осадков – на континентальных окраинах. Относительная роль кремнистых осадков, вероятно, не изменялась.

Отношения абсолютных масс неоплейстоценовых основных осадкообразующих компонентов к тем же компонентам эоплейстоцена в пелагиали равны для литогенного вещества, CaCO_3 и биогенного опада, соответственно, 1,561, 2,276 и 1,941. Для мегафациальной области континентальных окраин этот ряд будет выглядеть следующим образом: 1,545, 1,483 и 0,579. Таким образом, в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом потоки всех компонентов аккумуляировавшегося на дне осадочного материала выросли в пелагической области, а потоки литогенного вещества и CaCO_3 увеличились на континентальных окраинах. При этом потоки биогенного опада на континентальных окраинах стали меньше. В неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом в пелагической области в отличие от континентальных окраин возросла относительная роль CaCO_3 .

Объяснение наблюдавшихся общих закономерностей изменения количественных параметров для пелагических областей в течение плейстоцена было дано автором ранее [2]. Оно состоит в роли усилившихся горообразовательных неотектонических движений, сопровождавшихся в ряде регионов возрастанием объемов континентальных (в том числе и горных) ледников. Все это приводило к росту поставки не только литогенного вещества, но и растворенных веществ, необходимых для биогенного осадкообразования. Единственное исключение из этого общего правила, зафиксированное в пределах континентальных окраин и объясненное ранее [1], относится к истории кремненакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №17-05-00217.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левитан М.А. Сравнительный анализ пелагического плейстоценового кремненакопления в Тихом и Индийском океанах / М.А. Левитан // Геохимия. – 2016. – № 3. – С. 278–286.
2. Левитан М.А. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности / М.А. Левитан // Геохимия. – 2017. – № 5. – С. 413–428.
3. Левитан М.А. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений морей Китая / М.А. Левитан, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви, А.В. Кольцова, Л.Г. Домарацкая // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. – 2018. – № 76. – С. 143–156.
4. Левитан М.А. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане / М.А. Левитан, А.Н. Балуховский, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви // Геохимия. – 2013. – № 5. – С. 387–395.
5. Левитан М.А. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря / М.А. Левитан, Т.Н. Гельви, К.В. Сыромятников, К.Д. Чекан // Геохимия. – 2018. – № 4. – С. 321–335.
6. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) / А.Б. Ронов // Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР, 1949. – № 3. – 136 с.
7. www.iodp.org/iodp-expedition-reports

БИОГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ТОРФЯНИКОВ ВЕРХОВЫХ БОЛОТ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Г.А. Леонова¹, С.Б. Заякина¹, Ю.И. Прейс², А.Е. Мальцев¹, В.А. Бобров¹,
М.В. Рубанов¹

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

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Верховые сосново-кустарничково-сфагновые болота (рямы) лесостепной зоны Западной Сибири располагаются на южной границе ареала распространения верховых болот, где испытывают наибольшее влияние изменения климата и антропогенного воздействия. Они сформировались в конце суббореального периода в условиях похолодания и повышения влажности климата [5].

Выбраны наиболее показательные ключевые участки верховых болот в пределах Новосибирской области, находящиеся в естественном состоянии (Шерстобитовский рям) и антропогенно-нарушенные, имеющие признаки влияния мелиорации и пожаров (Убинский горелый рям). В сентябре 2017 г. торфяным буром БТГ-1 отобраны керны с ненарушенной стратификацией торфяной залежи Убинского горелого (55°19' с.ш., 79°42' в.д.) и Шерстобитовского (54°58' с.ш., 81° 0' в.д.) рямов длиной 4 и 3 метра соответственно. Основными растениями-торфообразователями данных торфяников являются сфагновые мхи: *Sphagnum fuscum* (Schmp.) Rlinggr. и *S. capillifolium* (Ehrh.) Hedw. Возраст торфяных толщ продатирован радиоуглеродным методом (¹⁴C) в радиоуглеродной лаборатории ЦКП ИМКЭС СО РАН.

Исследованные рямы характеризуются выдержанными значениями биогенных элементов (C, H, N) по всей глубине разрезов, и только в нижних интервалах, где торфяное вещество переходит в органо-минеральные отложения (зольность > 50%) их концентрации резко падают [3]. Выявлено увеличение концентраций S по глубине разрезов, что вероятно может свидетельствовать об аутигенном минералообразовании сульфидов различных металлов — пирита (FeS), сульфидов Cu и Zn согласно [1, 2].

Впервые получены результаты микробиологического исследования по деструкции ОВ под воздействием различных физиологических групп микроорганизмов, выделенных из разных горизонтов кернов торфяников по методике [4]. Установлена средняя численность органотрофов в разрезе торфа: в Убинском горелом — 16,7 млн КОЕ/г, в Шерстобитовском — 9,9 млн КОЕ/г. В пробах торфа Убинского горелого средняя численность аммонификаторов составила 1 млн КОЕ/г, в пробах торфа Шерстобитовского — 750 тыс. КОЕ/г. Средняя численность фосфатмобилизующих микроорганизмов, участвующие в деструкции фосфора ОВ, составила в торфе Убинского горелого торфяника — 26,8 тыс. КОЕ/г, Шерстобитовского — 8,6 КОЕ/г.

Установлены особенности распределения широкого спектра элементов (более 20) в разрезах Убинского горелого и Шерстобитовского торфяников. Верхние интервалы характеризуются повышенными концентрациями Hg, Pb, Cd и Sb (воздушных мигрантов), образующих летучие соединения, что связано с антропогенной нагрузкой на атмосферу в XX и XXI вв. [3]. Выявлено локальное увеличение концентраций Ag и Au в 10–20-сантиметровых прослоях торфа по глубине разрезов торфяников. Возможно, это является особенностью мхов концентрировать при жизни в клеточных стенках наночастицы благородных металлов согласно [2]. С целью подтверждения предполагаемых форм нахождения Ag и Au в торфе в виде наночастиц было проведено дополнительное исследование

распределения их минеральных форм методом сцинтилляционного атомно-эмиссионного спектрального анализа (аналитики д.т.н. С.Б. Заякина, асп. А.В. Шавекин). Полученные данные показали, что в разрезах Убинского горелого и Шерстобитовского торфяников присутствуют благородные металлы (Ag и Au) в самородной форме в виде наночастиц и в виде их соединений с медью и цинком (рисунок).

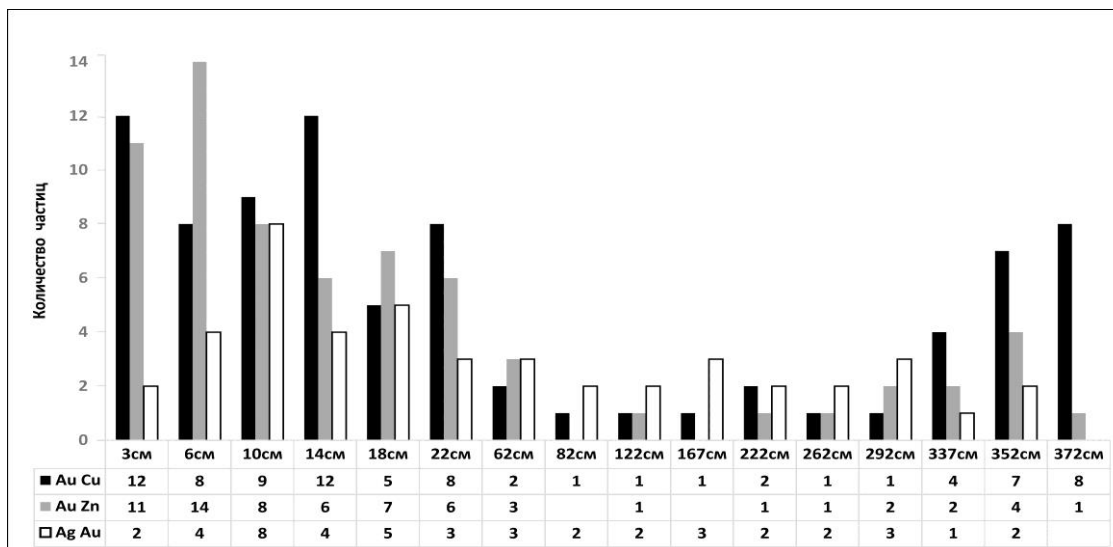


Рисунок. Распределение минеральных форм Au в разрезе Убинского горелого торфяника

Впервые получены данные по распределению по глубине разрезов торфяников естественно радиоактивных (^{238}U , $^{210,212}\text{Pb}$, ^{226}Ra , ^{228}Ac , ^{40}K) и техногенных (^{137}Cs , ^{241}Am) изотопов. Характерное в целом для верховых болот падение удельной активности радиоактивных элементов начинается на Убинском горелом ряме от поверхности торфяной кочки с горизонта 6 см, а ниже горизонта 10 см фиксируется «полный» распад ^{210}Pb и ^{137}Cs . Отличительной особенностью является то, что для Шерстобитовского торфяника удельные активности естественных радионуклидов фиксируются на более глубоких горизонтах вплоть до 40 см в отличие от таковых на Убинском горелом ряме, зафиксированных не ниже горизонта 22 см.

Работа выполнена в рамках государственного задания – проект № 0330-2016-0011, при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-45-540063 p_a, № 18-35-00072 мол_a.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров В.А. Аномальные проявления концентраций цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья / В.А. Бобров, А.А. Богуш, Г.А. Леонова, В.А. Краснобаев, Г.Н. Аношин // Доклады Академии Наук. – 2011. – Т. 439. – № 6. – С. 784–788.
2. Богуш А.А. Особенности формирования отложений и концентрирования элементов в профиле торфяника Выдринский (Южное Прибайкалье) / А.А. Богуш, В.А. Бобров, М.А. Климин, В.А. Бычинский, Г.А. Леонова, С.К. Кривоногов, Л.М. Кондратьева, Ю.И. Прейс // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 2. – С.194–208.
3. Леонова Г.А. Геоэкологическая оценка степени антропогенного загрязнения тяжелыми металлами экосистем верховых болот лесостепной зоны Западной Сибири / Г.А. Леонова, А.Е. Мальцев, Ж.О. Бадмаева, А.С. Шавекин, М.В. Рубанов, Ю.И. Прейс // Экология промышленного производства. – 2018. – Вып. 2(102). – С. 64–73.
4. Намсараев Б.Б. Микробиологические процессы круговорота углерода в донных осадках озера Байкал / Б.Б. Намсараев, Т.И. Земская. – Новосибирск: Изд-во СО РАН филиал «Гео», 2000. – 154 с.
5. Наумов А.В. Верховые болота лесостепной зоны, их состояние и мониторинг / А.В. Наумов, Н.П. Косых, Е.К. Паршина, С.Ю. Артымук // Сибирский экологический журнал. – 2009. – Т. 16. – № 2. – С. 251–25.

ШАМОЗИТОВЫЕ ПОРОДЫ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НИЖНЕТУНГУССКОЙ (БУРОВОЙ) СВИТЫ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

А.Ф. Летникова¹, Е.Ф. Летникова²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

На северо-западе Сибирской платформы в пределах Туруханского поднятия широко распространены рифейские терригенно-карбонатные отложения мощностью до 4400 м. Они представляют собой осадочную последовательность, состоящую из следующих свит - стрельногорской, линок, сухотунгусской, деревнинской, нижнетунгусской (буровой), шорихинской, мироедихинской, туруханской, речкинской и дурномысской [3]. Рифейский возраст этих отложений установлен на основе Pb-Pb датирования карбонатных пород сухотунгусской свиты, который составляет 1035 ± 60 млн. лет [1]. Объектом исследований в этот раз стали отложения верхней части нижнетунгусской свиты в нижнем течении р. Нижняя Тунгуска в районе Ворониного мыса.

Породы нижнетунгусской свиты согласно залегают на отложениях деревнинской свиты и представлены преимущественно обломочными и строматолитовыми доломитами и известняками. Выше по разрезу они согласно перекрываются песчано-аргилитовыми отложениями существенно карбонатной шорихинской свиты. Накопление всех вышеперечисленных отложений протекало в мелководных обстановках карбонатной платформы в отливно-приливной зоне и ниже волнового базиса в хорошо аэрируемых условиях бассейна седиментации.

В верхней части разреза нижнетунгусской свиты примерно в 40 м ниже кровли были изучены линзы темно-серых грубозернистых несортированных обломочных пород. При петрографических исследованиях было установлено, что они представляют собой вулканомиктовые породы, где среди породообразующих обломков преобладают полевые шпаты. Возраст вулканического события оценен нами на рубеже 960 млн лет на основе данных U-Pb датирования цирконов из этих пород. Выше по разрезу через 10 м от изученных вулканомиктовых пород в слое карбонатных пород прослеживаются овальные обособления буро-желтого цвета размером до 30 см по длинной оси и 15 см в поперечном сечении. Внешне их можно принять за диагенетические конкреции, но они имеют глинистый состав. При петрографических исследованиях в этих округлых образованиях были установлены в большом количестве зеленые мелкие округлые стяжения шамозита, что в дальнейшем подтвердилось и результатами геохимических исследований, где в пробах концентрации железа превышали 10%. Среди обломков присутствуют не окатанные зерна полевого шпата, реже кварц.

Как известно, образование шамозита происходит в морских условиях в восстановительных условиях при слабом гидродинамическом режиме. При этом, процесс рудообразования протекает при pH 4–6, где кислородная граница располагается у поверхности дна, но в иловом слое нет избытка кислорода. Это приводит к образованию силикатных соединений железа типа шамозита, поскольку активную роль начинает играть кремнекислота, находящаяся в растворе. В нашем случае, накопление шамозитовых пород непосредственно в бассейне седиментации карбонатных пород нижнетунгусской свиты исключается, т.к. накопление последних происходило в мелководных богатых кислородом обстановках и нет ни одного свидетельства о существовании при их накоплении восстановительных обстановок. Не менее важным является, то что карбонаты накапливаются только в щелочной

среде, а для образования шамозита необходима умеренокислая среда, при которой протекают процессы растворения, а не образования карбонатов. Таким образом, шамозитовые образования могли попасть в карбонатную последовательность нижнетунгусской свиты только путем переотложения.

Образование шамозита также связывают с проявлением вулканизма основного состава [2] и формированием бокситов [4]. Наиболее вероятно, что образование шамозитовых отложений связано с процессами химического выветривания на суши покровов вулканитов основного состава и их последующее переотложение в бассейн седиментации карбонатных отложений нижнетунгусской свиты.

Таким образом, изучение грубозернистых обломочных пород и округлых стяжений, представленных шамозитовыми породами, в верхней части карбонатной последовательности нижнетунгусской свиты позволили выявить эпизод вулканизма основного состава синхронного с накоплением этих отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №19-17-00099.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овчинникова Г.В. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири / Г.В. Овчинникова, М.А. Семихатов, И.М. Горохов и др. // Литология и полезные ископаемые. – 1995. – № 5. – С. 525-536.
2. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого / под ред. А.В. Пейве. – М.: Наука, 1968. – 346 с.
3. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 215 с.
4. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах / Л.Б. Рухин. – Л.: Недра, 1969. – 694 с.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ МЕТОДА U-Pb-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ В ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ

Е.Ф. Летникова, А.И. Прошенкин

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

Одним из современных изотопных методов исследований обломочных пород осадочного и вулканомиктового генезиса является U-Pb датирование цирконов методом LA ICP-MS. Статистически значимой выборкой значений возраста цирконов являются данные не менее чем для 100 зерен, при интерпретации используются только данные о возрасте с конкордантностью более 90%. Использование результатов датирования позволяют решать несколько разноплановых задач.

В ряде случаев, в результате датирования цирконов из осадочных или осадочно-вулканогенных последовательностей возможно ограничение нижней временной границы осадконакопления изучаемой стратиграфической единицы. Это становится возможным, если в осадок попадают цирконы из синхронных или субсинхронных осадконакоплению источников поступления обломочного материала. Чаще всего это вулканические породы и их пирокластический материал.

Изучение распределения возраста цирконов в выделенных при датировании популяциях позволяет установить основные этапы тектоно-магматической активности в пределах питающих провинций. Присутствие цирконов архейской или протерозойской популяций однозначно указывает на присутствие среди источников сноса пород древней континентальной коры. При этом, возможно, что цирконов древнее неопротерозоя в изучаемых обломочных породах нет. В этом случае, однозначно утверждать, что накопление происходило вне осадочных бассейнов древних континентальных блоков не стоит, т.к. в случае ремобилизации архейской или протерозойской коры древние цирконы могут исчезнуть. Поэтому в данной, необходимо проводить изучение Sm-Nd изотопных характеристик валового состава обломочных пород. Результаты этих исследований позволят установить модельный возраст протолита пород источников сноса и установить их природу – ювенильную или древнекоровую. Следует принимать во внимание, что в пределах древних платформ возможно присутствие обломочного материала ювенильного происхождения, которое связано с рифтогенными или внутриплитными магматическими или вулканическими событиями мантийного генезиса, например, кимберлитами, лампроитами, карбонатитами, трахитами и т.п. Это более логичное объяснение появления ювенильного материала в обломочных породах древних платформ, чем привлечения обломочного материала с гепотетических орогенов. Важным при этом является изучение минерального состава изучаемых осадочных пород и определение источников сноса поступления обломочного материала. Не менее важным является выделение древних источников сноса в осадочных бассейнах складчатых поясов, что позволяет выявлять фрагменты древней континентальной коры. Все эти заключения влекут за собой корректировку металлогенической специализации изучаемых территорий, т.к. этапы тектоно-магматической активности определенных структур, как правило, влекут за собой формирование различных месторождений полезных ископаемых в зависимости от типа геодинамических обстановок.

При палеогеодинамических реконструкциях в современной практике важной составляющей является тестирование модели сонохождения различных блоков земной коры в определенный момент времени в составе единой тектонической структуры. Положительный тест на основе корреляции распределения возраста

изученных цирконов из близких по возрасту обломочных пород различных блоков позволяет предполагать их совместное существование в период седиментации рассматриваемых осадочных комплексов при постоянстве и единстве для них питающих провинций. Но только изучение в дальнейшем геологических процессов имеющий определенный возраст позволят более однозначно судить о возможности сонахождения рассматриваемых блоков земной коры в определенный интервал времени.

Важным во всех случаях интерпретации данных U-Pb датирования является изучение формы и внутреннего строения цирконов, для которых проводится датирование. Во-первых, это дает в большинстве случаев возможность решать вопросы их природы – магматической, вулканической (осциляторная зональность) или метаморфической, при наличии метаморфической каймы. Во-вторых, повышает качество результатов исследования, так как позволяет избежать датирования метамиктных зерен, претерпевших термальное воздействие наложенных процессов, повлекших нарушение первичной изотопной системы и исключить из процесса те участки зерна, где наблюдаются трещины и включения различной природы.

Используя этот метод надо четко понимать, что мы получаем характеристики только для источников сноса содержащих зерна цирконов, такие как граниты, вулканиты, щелочные, метаморфические или терригенные породы. Если предварительно не произведены петрографические и геохимические исследования изучаемых терригенных комплексов, то интерпретация может быть ошибочной. Так как возможными источниками сноса могли служить не содержащие циркон магматические или метаморфические породы или мелко- тонкозернистые осадочные породы. Осадки могут быть рециклированные и тогда породы источников сноса обезличиваются. В выделенной монофракции цирконов могут присутствовать несколько генераций и ограничения метода не позволят проанализировать мелкие зерна, которые могут характеризовать отдельный источник сноса. U-Pb датирование должно быть составной частью литологических и геохимических исследований, а не отдельно взятым исследованием. Так как случайно выбранные пробы могут быть не представительными для изучаемой осадочной последовательности.

Таким образом, U-Pb датирование цирконов является действенным методом при решении широкого спектра геологических задач только в том случае, когда он является составной частью комплексного исследования осадочных последовательностей.

Работа выполнена в рамках выполнения задания базового проекта ИГМ СО РАН.

ОНКОЛИТЫ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ГОРИЗОНТА М. КАРАТАУ

Т.В. Литвинова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Фосфориты М. Каратау датируются томмотским ярусом н. кембрия [5]. В кровле продуктивной свиты выделяется железо-марганцевый горизонт (жмг), сложенный доломитом с примесью Mn, Fe, C, P, Si. Он характеризуется онколито-водорослевой текстурой, подчеркнутой избирательным распределением железа и марганца (рис. а, б). На Джилане жмг представлен рядом линз идентичного строения (3,5х18м). В их основании распространены фосфатные гравелиты и пеллеты, спикеры губок. В средней части горизонта розово-бордовые доломиты с онколитами (рис. г, д, ж) разделены на 4 слоя темными волнистыми выступами шириной до 12 мм, сливающимися при выклинивании слоя (рис. в). Онколиты концентрического строения до 25 мм в диаметре окружены оболочкой, сложенной рыжевато-коричневой карбонатно-алевролитовой породой. В кровле доломиты светлеют, число онколитов уменьшается, прослеживается характерная для водорослевых отложений сетчато-кружевная микроструктура, образовавшаяся за счет тонкого прорастания доломита и халцедона. Изучение онколитов с помощью скана показало, что они состоят из нескольких карбонатно-фосфатных оболочек (рис. е), разделенных полым пространством, иногда заполненным оксидами железа (рис. з,и). Ядро сложено карбонатно-фосфатным, реже кремневым материалом. Количества Ca и Fe к периферии онколита возрастает, а Mn и Si убывает. В онколитах керна (рис. д) эти оболочки сложены карбонатным материалом и разделены кремнеземом, в центре – тончайшее чередование слоев кремнезема с фосфатно-карбонатным материалом (P_2O_5 до 1,5%). В пределах онколита встречаются кристаллы апатита и фосфатная “сыпь” размером до 1мкр, во вмещающем доломите – мелкие (>50 мкн) фосфатные пеллеты (рис. к) и пирит. Последний в процессе выветривания высвобождает железо, заполняющее каверны, трещинки, обволакивающий биос. Сопоставление онколитов керна и обнажения показало, что в последних уменьшаются количества Mn, Ca, Si, Mn, V, Y, Ce, но возрастают P, Fe и Nb. Морфология онколитов (рис. е) не отличается от некоторых из фосфатных пеллет (рис. л), на биогенную природу которых указывают повторяемость их форм [3], присутствие микрофоссилий (рис. м) внутри пеллет [4], ступенчатое изменение размеров [6], небольшой процент (2-3) оолитов относительно их общего количества [4] и другие данные [2]. Поступление фосфора на регрессивной стадии существования бассейна (жмг) резко сократилось. Фосфатное вещество в пробах керна установлено лишь в ядрах онколитов и в редких мелких фосфатных пеллетах. Постепенно в результате осушения водоема в условиях аридного климата остались лишь лужи с водой, насыщенной магниезальными карбонатами, бактериально-водорослевое сообщество ускорило процессы осадконакопления, что способствовало фиксации биогенных текстур в жмг. Закручивание неприкрепленных водорослей могло быть вызвано сложно функционировавшими биохимическими процессами [1] либо действием воздушных потоков на открытом выровненном пространстве. Подобные горизонты с онколитами известны и в других фосфатноносных регионах (Синань [1], Фосфории [7]).

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ГИН РАН №0135-2016-0021.

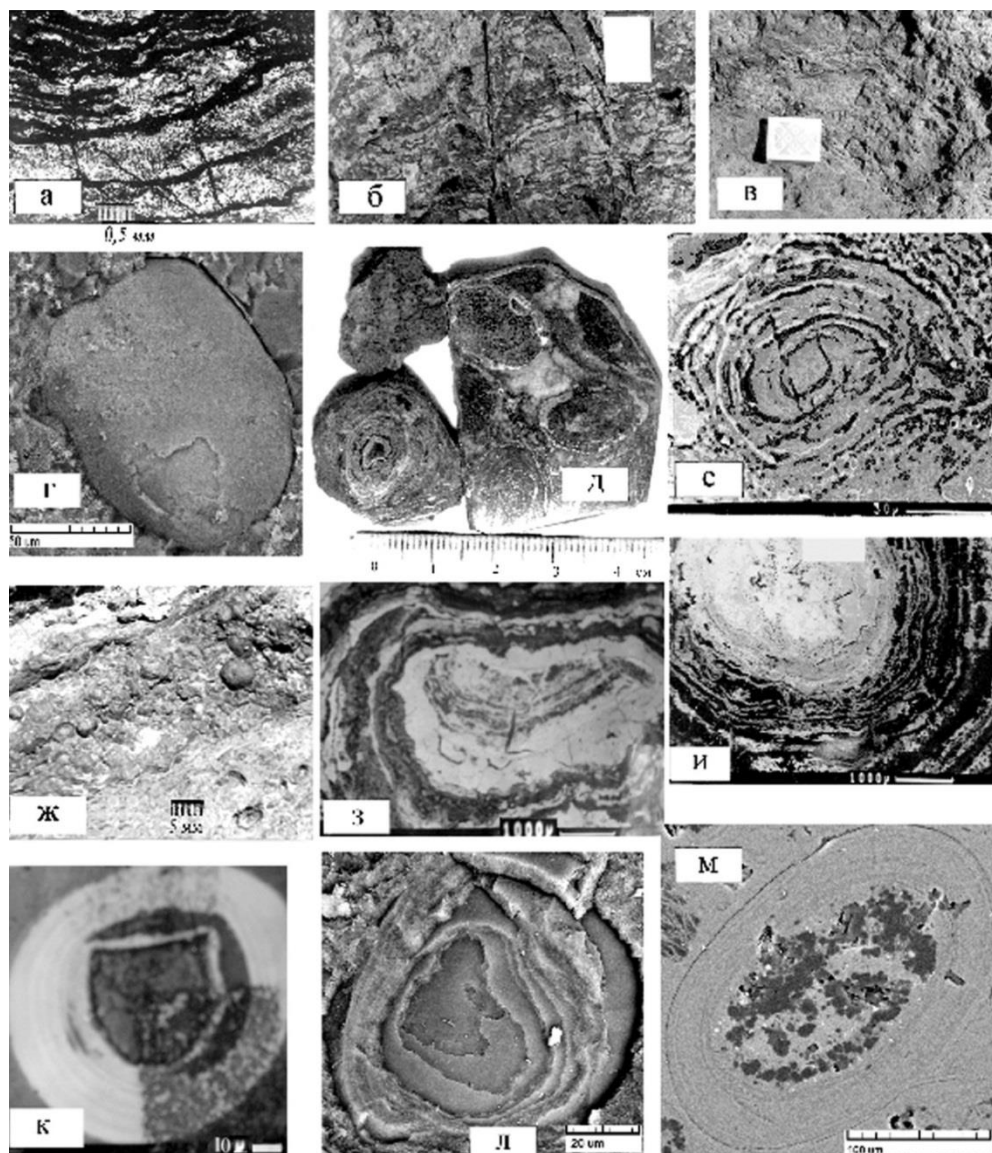


Рисунок. Биогенные текстуры, макро- и ультрамикроструктуры жмг. а – бактериально-водорослевая (б-вд) микроструктура; б-в, д текстура; б, в, ж – обнажение, д – керн; г, е, з, и, – онколиты и их строение; фосфатные пеллеты: к – ж.м.г, л, м – фосфатный горизонт

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис / Г.И. Бушинский. – М.: Наука, 1966. – 192с.
2. Еганов Э.А. Фосфоритоносный бассейн Каратау (КФБ) Казахстана // Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира / Э.А. Еганов, Е.А. Жегалло, Э.Л. Школьник. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 21-32.
3. Литвинова Т.В. Генезис микрозернистых фосфоритов / Т.В. Литвинова // ДАН. – 2005. – Т. 404. – № 2. – С. 220-224.
4. Литвинова Т.В. Состав, морфология и происхождение фосфатных пеллет (на примере фосфоритов Малого Каратау) / Т.В. Литвинова // Литология и полезные ископаемые. – 2007. – № 4. – С. 426-443.
5. Миссаржевский В.В. Стратиграфия и фауна пограничных слоев докембрия Малого Каратау / В.В. Миссаржевский, А.М. Мамбетов. – М.: Наука, 1981. – 90 с.
6. Холодов В.Н. Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 2. Происхождение фосфатных пеллет и общая схема развития томмотского палеоводоема / В.Н. Холодов, Р.К. Пауль // Литология и полезные ископаемые. – 1999. – № 5. – С. 503-517.
7. Campbell C.V. Depositional environments of Phosphoria formation (Permian) in Southeastern Bighorn Basin, Wyoming / C.V. Campbell // Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. – 1962. – V. 46. – No 4. – P. 263-298.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

О.А. Лихоман

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского, Саратов, Россия

Интерес к данному вопросу вызван необходимостью продолжения дальнейших исследований на ртуть на территории Предуральского краевого прогиба в связи с перспективами ртутной рудоносности данного региона.

Предуральский краевой прогиб – меридионально вытянутая синклинальная структура, протягивающаяся от горста Кара-Тау к югу и выполненная соленосными отложениями кунгурского яруса и континентальными красноцветными образованиями поздней перми и раннего триаса.

Киноварная минерализация в пределах Предуральского краевого прогиба развита широко. Шлихи с киноварью наблюдаются как в виде отдельно разобщенных проб, так и ореолов и полей рассеяния и располагаются по площади довольно равномерно, хотя и отмечается значительная их группировка в зоне сочленения Предуральского прогиба с восточной окраиной Русской платформы и Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Территориально ореолы киновари располагаются в непосредственной близости к ослабленным зонам, разрывным нарушениям, бортовым частям дизъюнктивных мульд и к тектонически нарушенным локальным поднятиям (нефтеперспективным структурам) [1-4]. Вдали от ослабленных зон, разрывных нарушений и дизъюнктивных мульд киноварь не установлена. Разрывные нарушения в пределах Предуральского прогиба, ограничивающие структуры разных порядков, имеют связь с кристаллическим фундаментом и являются полостями, по которым происходит циркуляция гидротермальных минерализованных растворов и отложение ртутных и полиметаллических руд. Возраст коренных пород, к которым тяготеют шлихи с киноварью, от раннего девона до позднего мела, а литологический состав от грубых галечников до известняков. Наиболее широкие и выдержанные ореолы киновари, шлихи с малахитом, азурином, самородным свинцом и осмистым иридием тяготеют к крупному тектоническому нарушению между позднепермскими и раннетриасовыми породами.

Содержание киновари в подавляющем количестве шлихов от 1 до 5 знаков, в отдельных шлихах оно достигает 10-20, 50-100 и более знаков. В бассейне р.Салмыш (западный борт Предуральского прогиба) киноварь обнаружена в аллювии – до 120 знаков, делювии – до 144 знаков, в протолочках из сероцветных песчаников раннеказанского подъяруса – от единичных знаков до 64. Данные концентрации превышают содержание минерала вблизи ртутных месторождений [6, 7]. Размер зерен изменяется от 0,01 до 1,5 мм. Наблюдается киноварь в виде совершенно неокатанных остроугольных зерен со свежими изломами; реже встречаются обломки кристаллов или полностью сохранившиеся кристаллы ромбоздрического облика, нередко полуокатанные, полуугловатые обломки. По рр. Кугарчи, Аси-Елга киноварь присутствует в виде толстых ребристых табличек неправильной формы, в форме удлиненной пластинки с хорошо заметными ребрами и обломанными концами; коленчатого удлиненного остроугольного зерна. Киноварь является нетранспортабельным минералом, поэтому свежесть зерен и кристаллов минерала при сравнительно хорошей окатанности основных минералов шлиха рассматривается как факт, указывающий на то, что она не испытала длительной транспортировки. Этот вывод подтверждается и тем, что киноварь не дает широких

ореолов рассеяния вдоль гидросети исследуемой площади и наблюдается, как правило, в шлихах из верховий рек и оврагов.

Цвет киновари варьирует от алого и красного до темно-красного и черного. Минерал повсеместно сопровождается баритом, марказитом, в меньшей мере – пиритом, малахитом, самородным цинком и свинцом. В отдельных пробах встречено золото, в единичных – галенит, касситерит, висмутин. В большинстве случаев минералы присутствуют в формах, указывающей на близость коренного источника (свежие кристаллы барита, пирита, галенита, горного хрусталя, таблитчатые и копьевидные разности марказита, древовидные и комковидные скопления «самородного свинца»). Они являются парагенетическими спутниками киновари, благоприятными условиями для совместного их образования являются низкотемпературные гидротермы.

По результатам спектрального анализа металлометрических и литохимических проб и в коренных породах ореолы рассеяния ртути (0,00001-0,01%), меди, свинца, цинка молибдена, никеля, бария, стронция установлены на правобережье р. Ургинка, в верхнем течении р. Кугарчи, Сазово, Аси-Елги, Ассель, Белгушки, ручью Беркут, оврагам Сухой Ургень, Софий, Учкунуй. Аномальность установленных концентраций подтверждается тем, что они распространены не повсеместно, а приурочены к определенным литологическим разностям пород, частям разреза и структурам. Ртуть установлена в наиболее пористых породах перми и триаса, юры и мела, в породах, перекрывающих галогенные образования кунгура и оказывающихся менее плотными по сравнению с последними.

В пределах зоны сочленения Предуральского прогиба с восточной окраиной Русской платформы выделено пять крупных: Новотроицкий, Биккуловский, Янгиз-Марьевский, Нижне-Янгизский, Санковский и серия мелких ореолов рассеяния. Данное обстоятельство объясняется наличием здесь глубинного разлома, проходящего в меридиональном направлении через всю исследованную площадь. По этому нарушению артинские слои приходят в соприкосновение как с различными частями разреза кунгура, так и с различными горизонтами поздней перми. Участки Биккуловский, Сазовский, Белгушинский рекомендуются на продолжение дальнейших поисковых исследований (Тищенко, 1974).

В пределах центральной и восточной частей Предуральского прогиба выделено 20 крупных (Восточно-Молокановский, Восточно-Михайловский, Маякский, Тугустемирский, Репьевский, Ивановский, Карабердинский, Ново-Чебеньковский, Марьевский, Ново-Сакулакский, Старо-Сакулакский, Булгаковский, Чумазинский, Вязовский, Чертанский, Гирьяльский, Солицовский, Сорокамышский, Тарангульский, Курайлинский и др.) и целая серия мелких ореолов рассеяния. Участки ореолов рассеяния заслуживают внимания для дальнейших поисковых работ на ртуть [3]. Ореолы киновари вдоль дизъюнктивных мульд могут быть связаны с осложнениями подсолевого ложа (разломами, валами, флексурами) [5].

В крайней восточной полосе Предуральского прогиба, в зоне его сочленения с Западно-Уральской внешней зоной складчатости, прослеживается целый ряд ореолов рассеяния киновари. Восточная граница краевого прогиба фиксируется разрывным нарушением, проходящим по краю выхода артинских пород на поверхность. Наиболее крупный Накызский ореол установлен в поле развития красноцветов поздней перми и галогенных образований кунгурского яруса.

Приведенный фактический материал представляет как практический, так и теоретический интерес по вопросу металлогении этого региона и оценки перспектив его на комплекс гидротермальных месторождений [2]. Само присутствие даже в единичных знаках киновари, золота, платины, касситерита не случайный факт. Обогащение аллювия рек киноварью, баритом, марказитом, гематитом, малахитом, самородными свинцом и цинком указывает на то, что в пределах Приуралья имели

место рудообразовательные процессы.

Применение шлихового опробования в сочетании с донным, поглубинным, металлометрическим опробованием и со структурно-геоморфологическими исследованиями является целесообразной методикой обнаружения минерализации, не сингенетичной осадконакоплению. Вопрос о связи ртутной минерализации с соляными структурами представляет интерес в связи с поисками подсолевых нефтегазоносных структур [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Ваньшин Ю.В. Проблема взаимосвязи сульфидных минералов с залежами углеводородов / Ю.В. Ваньшин, О.А. Лихоман // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 12. – С.33-37.
2. Лихоман О.А. Актуальные проблемы металлогении ртути Южного Урала / О.А. Лихоман // ДАН. – 2013. – Т. 453. – № 2. – С. 176-179.
3. Лихоман О.А. Влияние эндогенных факторов на формирование гидротермальных месторождений, их значение для теории образования залежей нефти и газа / О.А. Лихоман // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. – М: РГУНГ, 2015. – С. 210-215.
4. Лихоман О.А. Проблема взаимосвязи солеродных бассейнов с телетермальной рудоносностью / О.А. Лихоман // 11 Уральское литологическое совещание «Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения»: сб. мат. – Екатеринбург, 2016. – С. 156-160.
5. Маврин К.А. Тектоника, палеогидрогеология и полезные ископаемые палеозоя Южного Предуралья / К.А. Маврин. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1988. – 200 с.
6. Сауков А.А. Очерки геохимии ртути / А.А. Сауков, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озерова. – М.: Наука, 1972. – 336 с.
7. Поярков В.Э. О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений / В.Э. Поярков // ОНТИ КазИМСа. – 1967. – С. 45-51.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.А. Лихоман

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского, Саратов, Россия

Ртуть широко распространена в земной коре, однако в виду исключительной подвижности концентрация её требует особо благоприятных условий. Высокая геохимическая подвижность ртути, обуславливающая формирование ореолов её первичного и вторичного рассеяния вокруг всех гидротермальных рудных месторождений, объясняет повышенный интерес к проблеме закономерностей размещения и условиям локализации ртутной минерализации: именно здесь лежит ключ к пониманию ряда сложных вопросов всего рудогенеза в целом. Для всех проявлений ртутной минерализации различных форм и залегающих в разных геологических условиях характерна общая черта – общепризнанный четкий контроль размещения их системами глубинных разломов. Отмечается связь ртутной минерализации с нефтегазоносными структурами [1, 2, 5, 6]. Шлиховые ореолы киновари и других сульфидов выявлены вокруг 32 нефтегазоносных структур в Оренбургской области и вокруг 14 - в Саратовской области [3].

В познании геологического строения и полезных ископаемых юго-востока Восточно-Европейской платформы достигнуты большие успехи. Однако невнимание к ртути является пробелом в изучении региона. Накопленный в результате многолетних шлиховых поисковых работ большой фактический материал (Тищенко, 1969; 1971; 1975; 1986, 1993) позволяет считать ртуть «полноправным» элементом региона.

Наблюдается киноварь на исследованной территории как в отдельно разобщенных пробах, так и в виде ореолов рассеяния в поле развития палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород. Киноварь является чрезвычайно неустойчивым минералом в зоне гипергенеза, легко разрушается, истирается, поэтому находки минерала в шлихах указывают на близость рудного поля. По мнению Саукова [7], даже «следы» ртути являются серьезной предпосылкой для поисков ртутных месторождений. Присутствие киновари в количестве 13 знаков на шлих установлено в районах со слепыми рудными телами. Количество же киновари, превышающее 20 знаков, расценивается как факт, указывающий на близость рудного тела, выходящего на дневную поверхность. Киноварь в шлихах сопровождается пиритом, марказитом, баритом, самородным свинцом, цинком, реже галенитом, сфалеритом, халькопиритом, малахитом. Совместно с ртутью в литохимических и геохимических пробах наблюдаются в повышенных содержаниях молибден, свинец, медь, марганец.

В южной части Саратовских дислокаций, на юге Елшано-Сергиевской флексуры, которая характеризуется интенсивной дислоцированностью слагающих её палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, ореолы рассеяния киновари с содержанием минерала до 91–190 знаков на шлих выявлены в пределах газонефтеносных структур: Курдюмо-Елшанской, Грузиновской, Песчано-Уметской [2, 3]. Елшано-Сергиевская флексура наследует древний глубинный разлом фундамента, проявившийся в результате блоковых движений в новейший этап тектонического развития. Литохимические (металлометрические) пробы с концентрацией ртути до $1,5 \times 10^{-4}\%$, характерной для разрушающихся ртутных месторождений, образуют ряд ореолов рассеяния ориентированных, главным образом, в северо-восточном направлении, что совпадает с общим простиранием развитых мезозойских отложений. В структурном отношении ореолы киновари

приурочены к крыльям небольших антиклиналей, тяготея к их осевым частям, т. е. к зонам наиболее интенсивной трещиноватости и проницаемости пород. Необходимо добавить, что столь интенсивные ореолы ртути отмечались на Южном Урале в непосредственной близости от коренных проявлений киновари. Ореолы рассеяния ртути характеризуют участки, вызывающие практический интерес.

Далее к югу, на южном склоне Саратовского свода, поверхность которого моноклинально погружается в юго-восточном направлении, большая часть ореолов киновари приурочена к региональным разломам глубокого заложения, прослеживающимся до кристаллического фундамента и ограничивающим Карамышскую депрессию и Доно-Медведицкие дислокации, к мелким нарушениям, оперяющим первые, к локальным поднятиям (нефтегазоносным структурам). Аномальные содержания ртути до $1-3 \times 10^{-4}\%$ в донных и литохимических пробах в поле развития палеогеновых, меловых и юрских образований группируются вдоль субмеридионального разлома, ограничивающего на востоке Доно-Медведицкие дислокации.

Отмечается значительная группировка ореолов киновари в количестве от 1-5 до 50-150 и более знаков на шлих в зоне сочленения восточной окраины Русской платформы с Предуральским краевым прогибом [3]. Биккуловский, Янгиз-Марьевский, Нижне-Янгизский, Новотроицкий, Санковский ореолы рассеяния киновари в поле развития красноцветов поздней перми и триаса приурочены к одноименным соляным куполам. Нередко наблюдаются сростки киновари с кварцем, марказитом, баритом. В пределах Биккуловского участка киноварь обнаружена в коренном залегании в раннеказанских песчаниках, переслаивающихся с алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и известняками. Видимая колломорфная и мелкозернистая киноварь в карбонатных прожилках, выполняющих трещины в известняках и песчаниках ртутоносной зоны трещиноватости, прослеживающейся на 1000 м, является свидетелем зоны вторичного обогащения. Ореолы киновари территориально располагаются в непосредственной близости к ослабленным зонам, разрывным нарушениям, бортовым частям дизъюнктивных мульд и тектонически нарушенным локальным поднятиям (нефтегазоносным структурам). Области развития соляных куполов заслуживают особого внимания. Вопрос о связи ртутной минерализации с соляными структурами представляет интерес в связи с поисками подсолевых нефтегазоносных структур [4]. Широкое развитие разрывных нарушений и зон брекчирования в пределах соляных куполов указывает на возможность циркуляции рудоносных растворов и локализацию рудного вещества. Пространственная связь газовых и нефтяных месторождений, ртутных месторождений и проявлений с эвапоритовыми бассейнами отмечается многими исследователями.

В прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы в пределах Озинской, Куриловской, Таловской соляно-купольных структур и на площадях Карташево-Бельского, Марковского, Гремучинского соляных куполов обнаружены ореолы рассеяния киновари, реальгара, галенита, барита, халькопирита, пирита, марказита, малахита, куприта, самородных свинца и цинка. Повышенное содержание ртути присуще всей территории Озинской структуры [3]. Совместно с ртутью в отдельных пробах отмечены молибден, свинец, медь и марганец. Озинский, Гремучинский, Марковский и Карташево-Бельский соляные купола являются открытыми структурами и относятся к тектонически активными в новейшее время. Своды куполов разбиты рядом разнонаправленных дизъюнктивных нарушений и осложнены сбросами и грабенами.

Крупные вторичные ореолы рассеяния киновари с содержаниями, присущими районам с разрушающимися ртутными месторождениями, и сопутствующей минерализацией, установленные шлиховым опробованием в аллювиально-

делювиальных отложениях современной гидросети в бассейнах рек и коренных породах, обосновывают научный и практический интерес по сульфидной минерализации юго-востока Восточно-Европейской платформы. Распространение ртутной минерализации контролируется глубинными разломами кристаллического фундамента, активными в новейшее время (рисунок). Большинство участков с ореолами рассеяния киновари и сопутствующих ей минералов приурочено к известным или перспективным на нефть и газ структурам. Данные факты – не случайность, а закономерность, проявившаяся в процессе познания и накопления фактического материала. Метод шлихового опробования представляется эффективным для поисков нефтегазоносных структур [2]. Результаты исследований указывают на актуальность проблемы в целом и на необходимость продолжения дальнейшего планомерного изучения металлогении юго-востока Восточно-Европейской платформы с использованием полного комплекса геохимических и геологических исследований.

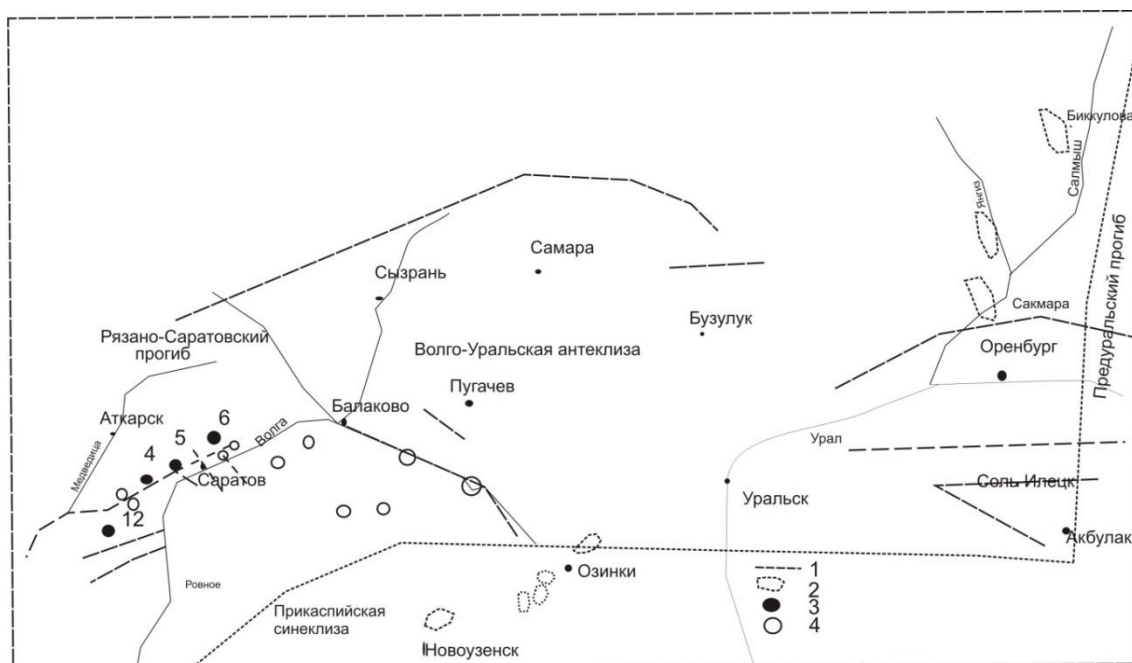


Рисунок. Ртуть на территории юго-востока Восточно-Европейской платформы

1 – тектонические нарушения; 2 – соляные купола с ртутью; 3 - нефтегазоносные структуры с ртутью; 4 – нефтегазоносные структуры, не опробованные на ртуть

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности / Н.С. Бескровный. – Л.: Недра, 1967. – 209 с.
2. Ваньшин Ю.В. Проблема взаимосвязи сульфидных минералов с залежами углеводородов / Ю.В. Ваньшин, О.А. Лихоман // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 12. – С. 33-37.
3. Ваньшин Ю.В. К вопросу рудоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы на примере Саратовской области / Ю.В. Ваньшин, О.А. Лихоман // ДАН. – 2010. – Т. 431. – № 3. – С. 369-370.
4. Маврин К.А. Тектоника, палеогидрогеология и полезные ископаемые палеозоя Южного Предуралья / К.А. Маврин. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1988. – 200 с.
5. Лихоман О.А. Влияние эндогенных факторов на формирование гидротермальных месторождений, их значение для теории образования залежей нефти и газа // Эволюция осадочных процессов в истории Земли / О.А. Лихоман. – М.: РГУНГ, 2015. – С. 210-215.
6. Озерова Н.А. О новом типе ртутных месторождений – ртутно-углеводородном // Система Планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии) / Н.А. Озерова, Ю.И. Пиковский. – М., 2007. – С. 31-33.
7. Сауков А.А. Очерки геохимии ртути / А.А. Сауков, Н.Х. Айдиньян, Н.А. Озерова. – М.: Наука, 1972. – 336 с.

СТРОЕНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЗОВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

С.В. Мазнев, Ф. Романенко, Н.Г. Константинова

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

В исследовании рассмотрена стратиграфия рыхлых отложений восточного берега Обской губы от мыса Парусного до Ямбурга (Тазовский полуостров). Подробно описаны состав и распространение разных типов отложений, прослеженных в береговых обрывах на всем протяжении участка (около 80 км). Проведенное радиоуглеродное датирование помогло получить новые данные об эволюции осадконакопления в регионе в среднем плейстоцене – голоцене.

Проведённые литолого-геоморфологические работы позволили выделить на Тазовском полуострове четыре различных по облику и составу толщи рыхлых отложений. В основании разреза вскрывается глинисто-алевритовая толща (**толща 1**). Выше она перекрывается довольно хорошо выраженной стратиграфической границей песчаной толщей (**толща 2**). Эти толщи фрагментарно перекрыты континентальными эоловыми и озёрно-болотными отложениями (**толща 3**) и смешанными морскими и флювиальными песчаными отложениями (**толща 4**).

Глинисто-алевритовая **толща 1** имеет следующие особенности:

- высота кровли над урезом колеблется на десятки метров;
- гранулометрический состав значительно колеблется, меняются степень пылеватости, опесчаненности, количество гальки и мелких валунов и общий облик (оскольчатость, плотность, цвет);
- преобладают постепенные переходы и нечёткие границы между фациями;
- дислоцированность на многих участках, наличие плейчатоности, систем микросбросов, единичных складок, алевритовых отторженцев;
- наличие многочисленных прослоев и линз песков, алевритов;
- наличие ледяных и/или ледогрунтовых горизонтов на кровле;
- в основном чёткие стратиграфические границы с вышележащей песчаной толщей.

Структурно-геологический анализ позволяет сделать предварительные выводы, что **толща 1** – древние (конец среднего плейстоцена) отложения ледникового или ледниково-морского комплекса, образовавшиеся на стадии деградации ледника.

Особенности песчаной **толщи 2**:

- неровная кровля, высота которой над урезом колеблется на десятки метров;
- значительные колебания пылеватости, оглиненности, количества гальки и мелких валунов;
- наличие косой, наклонной, горизонтальной и иной слоистости, единичных складок;
- наличие многочисленных прослоев и линз алевритов, глин и торфа;
- преобладание массивной криогенной текстуры и отсутствие залежеобразующих льдов;
- единичные участки находок морских моллюсков плохой сохранности (*Hiatella arctica*);
- в основном чёткие стратиграфические границы с нижележащей глинисто-алевритовой толщей.

Структурно-геологический анализ вкпе с полученными радиоуглеродными датировками позволяет сделать предварительные выводы, что **толща 2** – позднеплейстоценовые морские, дельтовые и озёрно-аллювиальные отложения казанцевской свиты.

Такое двучленное строение отложений береговых уступов Тазовского полуострова соотносится с III морской террасой ($mIII^{2-3}$) высотой 20–40 м (глины, суглинки, иногда перекрытые песками с сетчатой, слоистой тонко- и толстошлировой текстурой) [1]. Толщи 3 и 4 были сформированы в голоценовое время, их распространение и облик носят подчиненный характер. Исследование показало, что в конце среднего плейстоцена ледниково-морская обстановка после перерыва в осадконакоплении сменилась на чисто морские условия казанцевского времени. Из более поздних отложений в разрезе участвуют лишь голоценовые.

Работы выполнены по теме ГЗ АААА-А16-116032810055-0.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев А.А. Динамика берегов Карского моря / А.А. Васильев, И.Д. Стрелецкая, Г.А. Черкашев, Б.Г. Ванштейн // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 2. – С. 56–67.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Е.А. Мазнева, Е.А. Константинов, Н.В. Сычев, А.Л. Захаров

Институт географии РАН, Москва, Россия

Основным источником информации для реконструкции палеогеографических обстановок плейстоцена юга Восточно–Европейской равнины являются лёссово–палеопочвенные серии (ЛПС). В Предкавказье находятся наиболее мощные (до 130–140 м [1]) и полные ЛПС Европы, возраст которых может превышать 1 млн. лет [2]. Несмотря на многолетнюю историю изучения ЛПС Предкавказья до сих пор нет исчерпывающего объяснения природы такой высокой мощности. Также до конца не решены вопросы об источниках лёссового материала и главных направлениях эолового переноса для отдельных этапов четвертичного периода [3–7]. Настоящее исследование посвящено комплексному изучению верхнеплейстоценовой ЛПС Предкавказья (от восточного Приазовья до Терско-Кумской равнины). Полевые работы проводились в 2015–2019 гг. в рамках экспедиций лаборатории эволюционной географии Института географии РАН (Москва). Горными выработками было вскрыто строение лёссового чехла на пяти ключевых участках, расположенных по линии «восточное Приазовье - Терско-Кумская равнина»: 1) разрез Чумбур–Коса N 46,96376°, E 38,94774°; 2) скважина Ясинская N 46,37894°, E 38,13761°; 3) скважина Сладкая Балка² N 45,53210°, E 41,45172°; 4) скважина Первомайская¹ N 46,08998°, E 42,26630°; 5) скважины Отказное N 44,34696°, E 43,87704° и N 44,34641°, E 43,87590°. Для получения лёссовых палеоархивов наибольшей сохранности горные выработки закладывались на автономных позициях – участках субгоризонтальных плоских междуречий, лишенных следов современной и реликтовой линейной эрозии. Для 549 образцов выполнен комплекс литологических анализов: гранулометрический, потери при прокаливании, магнитная восприимчивость. Также в лаборатории ОСЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ» было выполнено датирование 8 образцов.

Первоначальное стратиграфическое расчленение вскрытых отложений производилось на основе палеопочвенной корреляции со схемой Института географии РАН, составленной коллективом под руководством А.А. Величко для Доно-Азовского региона. ОСЛ-датировки подтвердили правомерность использования данной стратиграфической схемы для ЛПС Предкавказья в целом.

В результате проведенного исследования было выявлено закономерное изменение мощности валдайского лёсса и крупности частиц с востока на запад. Так, мощность отложений верхнего плейстоцена на участке Отказное составляет 22,4 м, РМ – 13,8 м, SB – 9,7 м, YS – 5,3 м, СН-К – 4,8 м. Среднее содержание песчаной фракции снижается в том же направлении: ОТ – 23 %, РМ – 11%, SB – 13 %, YS – 6 %, СН-К – 6 %. При относительном постоянстве доли пелитовой фракции, среднее содержание алевроита, напротив возрастает с ЮВ на СЗ: ОТ – 59 %, РМ – 71%, SB – 72 %, YS – 78 %, СН-К – 79 %.

На участке Отказное наблюдаются циклические изменения в гранулометрическом составе отложений по глубине. Вероятно, это связано с событиями локального масштаба: например, периодами усиления количества пылевых бурь, а также с колебанием уровня Каспийского моря, регрессии которого высвобождали обширные территории бывшего дна из-под воды, которые впоследствии могли служить дополнительным источником лёссового материала.

² Работы проведены в рамках проекта РФФИ 18-35-00686

Побережья древнего хвалынского моря располагалось в 100 км к востоку от скв. Отказное.

Таким образом, проведенное исследование позволяет предположить, что источником материала для ЛПС были отложения, находящиеся на востоке – в пустынях Прикаспийской низменности и, возможно, Средней Азии. И что их перенос осуществлялся эоловым путем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лёссовый покров Земли и его свойства / под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 464 с.
2. Вирина Е.И. Палеомагнитная стратиграфия лёссовых отложений Предкавказья / Е.И. Вирина, В.П. Ударцев, С.С. Фаустов, Л.М. Чернова // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология: тезисы VII Всес. совещ. – Таллинн: Изд. ин-та геол. АН Эстонии, 1990. – Т. 1. – С. 120–121.
3. Балаев Л.Г. Лёссовые породы центрального и восточного Предкавказья / Л.Г. Балаев, П.В. Царев. – М.: Наука, 1964. – 248 с.
4. Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии / Б.А. Федорович // Труды Ин-та геогр. АН СССР. – 1960. – Т.80. – С. 96-117.
5. Галай Б.Ф. Литогенез и просадочность эоловых лёссов (на примере Центрального Предкавказья). Автореф. дисс. ...докт. геол.-мин. наук / Б.Ф. Галай. – М., 1992. – 38 с.
6. Минервин А.В. Генезис просадочности лёссовых пород / А.В. Минервин // Геоэкология. – 1993. – № 3. – С. 18–36.
7. Rozycki S.Z. Loess and Loess-Like Deposits / S.Z. Rozycki. – Wroclaw: Ossolineum-Polish Academy of Sciences, 1991. – 187 p.

РЕГРЕССИВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ФАЗЫ СКЛАДЧАТОСТИ (НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКО – КАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОГО КАВКАЗА)

Ф.Д. Майсадзе, Л.В. Башелеишвили

Институт геологии им. А.И.Джанелидзе Тбилисского Государственного Университета
им. И.А.Джавахишвили, Тбилиси, Грузия

Каждой фазе складчатости (орогенетической фазе) в разной степени сопутствуют, с одной стороны тектонические деформации пород, а с другой – изменения в характере осадконакопления, которые выражаются в смене фациальных условий и мощностей осадков, конфигурации осадочных бассейнов и их миграцией и др.

Изучение этих изменений, особенно там, где имеются непрерывные разрезы и где отсутствуют прямые признаки тектонических движений (перерыв в осадконакоплении или угловое несогласие), могут иметь решающую роль в установлении признаков проявления фаз складчатости.

Отложения, непосредственно сопутствующие орогеническим фазам, большей частью представлены синорогенными регрессивными образованиями, являющимися прямым следствием и мерилем продолжительности тектонических движений. Учитывая, что не все регрессивные образования являются следствием орогенических движений, необходимо установить конкретные причины проявления каждой регрессии в отдельности (эвстатика, эпейрогенез, орогенез).

Определение продолжительности орогенетических фаз, в основном зависит от установления точного возраста синорогенных регрессивных образований. В этом отношении, по нашему мнению, примером может служить Западная Абхазия, где имеются фаунистически хорошо охарактеризованные непрерывные разрезы палеогеновых, в том числе верхнеэоценовых регрессивных образований мацестинской свиты. Палеогеографический и фациальный анализ этих образований и анализ их мощностей, приводит к выводу, что продолжительность пиренейской складчатости на Южном Кавказе равна 1,7 млн. лет [2]. Выяснилось, что регрессия во времени не везде протекает одновременно и, соответственно, длительность одной и той же орогенетической фазы в разных тектонических зонах не является строго синхронной. В период наибольшей активности тектонических движений часто происходят катастрофические процессы, сопровождающийся образованием регрессивных «событийных отложений» в виде олистостромов и дикого флиша.

На Южном Кавказе в мезозойско-кайнозойское время установлены все орогенические фазы складчатости (кроме савской), выделенные Г. Штилле [3], и три новые – донецкая (перед лейасом), чегемская (батская) и триалетская (иллирийская). Среди них наиболее значительными явились чегемская, пиренейская и иллирийская фазы складчатости.

Чегемская складчатость (перед поздним батом) вызвала значительные изменения как в структурно-фациальном, так и в палеогеографическом плане. В результате ее проявления сформировались те основные морфо-структурные единицы, которые в дальнейшем во многом определили характер геологического развития региона. Одним из таких явлений было формирование поперечного Сванетского поднятия, разделившего единое до этого окраинное море южного склона Большого Кавказа на две части: Абхазскую на западе и Рачинско-Тианетскую на востоке. Наряду с фациальными изменениями чегемская фаза вызвала частичную инверсию геотектонического режима и общее поднятие центральных частей Большого Кавказа и Грузинской глыбы, отражая при этом тенденцию поперечного поднятия всего Кавказа. Отложения, сопутствующие чегемской

(батской) складчатости, большей частью представлены регрессивными синорогенными образованиями, представленными листоватыми сланцами и угленосной формацией.

С пиренейской эпохой тектогенеза на Кавказе связано начало раннеорогенного этапа его развития. Этот процесс для Малого Кавказа начался с триалетской (перед поздним эоценом), а для Большого Кавказа - с пиренейской (перед олигоценом) фаз складчатости. На Южном Кавказе в результате пиренейской складчатости произошло замыкание сперва Западного, а затем Восточного флишевого бассейнов. С рассматриваемой фазой связано возникновение местами несогласий, а также накопление регрессивных образований (верхняя часть ильдоканской свиты и др.). На активные тектонические движения указывает и широкое развитие на южном склоне Большого Кавказа верхнеэоценовых „событийных отложений“ в виде олистостромов. Рассматривая роль пиренейской фазы складчатости более в широком масштабе, следует разделить мнение В.Е.Хаина [1] о том, что коллизия, приведшая к образованию складчато-покровного сооружения Большого Кавказа, началась уже в конце эоцена, когда Аравийская плита откололась от Африканской и начала свое движение к северу. Под ее нажимом Южнокавказская (Закавказская) микроплита раскололась на Восточно-Черноморскую и Южно-Каспийскую.

Штирийская складчатость (перед чокраком) выразилась регрессией, угловым несогласием чокрака и изменениями в палеогеографической и геотектонической обстановке. Со среднего миоцена прекратил существование остаточный бассейн в восточной части южного склона Большого Кавказа (Кахетия). В результате штирийской складчатости Аджаро-Триалетская зона превращается в складчатое сооружение. Раннемиоценовая регрессия хорошо фиксируется в верхней части майкопской серии, где среди майкопских глин появляются песчаники, а местами конгломераты.

Одновременно с этим Южнокавказская межгорная область в результате относительного погружения превращается в межгорную молассовую депрессию, где штирийская фаза хорошо выражена как чокракской трансгрессией, так и угловым несогласием между средним миоценом и более древними породами.

Все упомянутые орогенические фазы в разной степени способствовали образованию складчатых структур Большого и Малого Кавказа, окончательное формирование которых произошло уже в четвертичном периоде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е. Краткий комментарий к статье Ф.Д. Майсадзе / В.Е. Хаин // Стратиграфия, Геологическая корреляция. – 1994. – Т. 2. – № 1. – С. 101-102.
2. Maisadze F.D. Some Data on the Rate of Sedimentation / F.D. Maisadze // Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences. – 2016. – V. 7. – No 2. – P. 79-87.
3. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik Verl G / H. Stille. – Berlin: Borntraeger, 1924. – 443 p.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МОРФОЛОГИИ МАГНИТНЫХ СФЕРУЛ ТЕХНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

А.Б. Макаров¹, Б.М. Осовецкий², Г.Г. Хасанова¹

¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Магнитные сферулы достаточно часто встречаются в природных средах и имеют различное происхождение: космическое, вулканогенное, осадочное, техногенное [1-3]. В пределах промышленных территорий обычно существенно преобладают техногенные магнитные сферулы, источниками которых являются преимущественно металлургические предприятия и тепловые электростанции.

Магнитные сферулы, формирующиеся в процессе формирования шлакового отвала Нижнетагильского металлургического комбината, были ранее отобраны из почв вблизи шлакового отвала (таблица). Их химический состав характеризуется высоким содержанием железа ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$). По наличию характерных элементов-примесей выделяются цинковые, марганцевые и ванадиевые разности [2], что в целом соответствует спектру легирующих элементов.

Таблица

Средний состав магнитных сферул техногенного происхождения, мас. %

Объект	Кол-во анали-зов	FeO	MnO	SiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	S	Zn	Cu
1	20	91,88	1,47	2,18	н/о	1,26	0,15	0,28	н/о	0,78	0,39
2	9	55,46	0,71	31,32	0,59	5,29	1,11	1,32	0,01	0,80	0,97
3	3	44,56	0,30	29,21	0,75	2,66	0,56	0,95	3,47	4,59	1,72

Примечания: 1 - отвал Нижнетагильского металлургического комбината, 2 - золоотвал № 1

Верхнетагильской ГРЭС, 3 - отвал стекловатных шлаков Красноуральского медеплавильного завода;

* $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$

Магнитные сферулы, которые являются характерным компонентом зол тепловых электростанций, образуются при раннем выплавлении низкотемпературных железистых эвтектик. Отбор материала произведен из рекультивированного золоотвала Верхнетагильской ГРЭС, запасы золы в котором составляют около 39 млн. т. В химическом составе магнитных сферул из зол преобладают оксиды железа и кремния, что можно объяснить совместной кристаллизацией их минералов в результате плавления в восстановительной обстановке вюстита - продукта разложения сидерита и небольшого количества аморфизованного силикатного материала [5]. Из элементов-примесей для этих магнитных сферул характерны Zn, Cu, Co, в меньшей мере – Sb и Ni.

В процессе медеплавильного производства формируются стекловатые и литые шлаки. Для исследования были отобраны магнитные сферулы из дробленых стекловатых шлаков Красноуральского медеплавильного завода. Магнитные сферулы здесь характеризуются более низкими содержаниями железа и марганца. Показательны для них высокие концентрации S, Zn и Cu, что может свидетельствовать о наличии сульфидной фазы в заметном количестве.

Магнитные сферулы разного происхождения также заметно различаются по морфологическим особенностям, характеру поверхности и признакам присутствия разных фаз (рисунок). В частности, сферулы металлургических предприятий имеют обычно наиболее отчетливо выраженную сферическую форму, гомогенное однофазное строение, характерную микроструктуру поверхности с фрагментами правильной геометрической формы. Для сферул тепловых электростанций типичны

признаки присутствия двух минеральных фаз (светлые – железистые, темные – кремнеземистые). Их форма часто овальная с дефектными участками, поверхность неровная с крупными порами. Сферулы медеплавильного производства имеют гетерогенное многофазное (железистые, кремнеземистые, сульфидные) строение, сильно искаженную форму, отличаются «пузырчатым» характером поверхности.

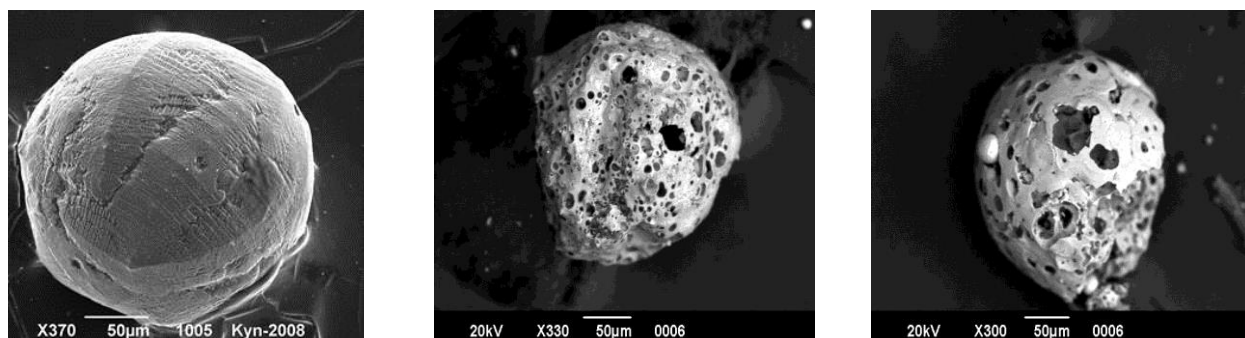


Рисунок. Характерные морфологические разности магнитных сферул: слева – металлургических комбинатов, в центре – тепловых электростанций, справа – медеплавильного производства

Таким образом, магнитные сферулы техногенного происхождения обладают весьма специфическим химическим составом и морфологическими особенностями. Полученные данные по мере расширения информации возможно использовать для установления источника их происхождения, оценки экологической опасности и мониторинга состояния окружающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глухов М.С. Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железисто-оксидных микросфер / М.С. Глухов // Известия УГГУ. – 2019. – Вып. 1(53). – С. 60-66.
2. Макаров А.Б. Магнитные сферулы из почв вблизи шлакового отвала Нижнетагильского металлургического комбината / А.Б. Макаров, Б.М. Осовецкий, И.А. Антонова // Известия УГГУ. – 2017. – Вып. 4(48). – С. 42-45.
3. Захаров А.В. Экологическое состояние окружающей среды отвалов черной металлургии (по результатам мониторинга шлакового отвала НТМК / А.В. Захаров, О.М. Гуман, А.Б. Макаров, И.А. Антонова, Т.Н. Ли // Известия УГГУ. – 2014. – Вып. 3(35). – С. 51-56.
4. Пирогенный метаморфизм / Э.В. Сокол, Н.В. Максимова, Е.Н. Нигматуллина, В.В. Шарыгин, В.М. Калугин. – Новосибирск: Изд-во: СО РАН, 2005. – 284 с.
5. Сокол Э.В. Зола углей Челябинского бассейна / Э.В. Сокол, Н.В. Максимова // Уральский геологический журнал. – 1999. – № 6. – С. 151-154.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Е.Н. Максимова, К.Н. Чертина

Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия

Раннекембрийские органогенные постройки Восточной Сибири достаточно подробно и детально изучены многими исследователями [1, 2, 4], но с появлением новой информации, прежде всего кернового материала, детализируются особенности осадконакопления. Ранее установлено, что осинский горизонт имеет ярко выраженное циклическое строение с обмеляющимися вверх по разрезу циклитами, которые отделяются друг от друга трансгрессивными поверхностями [1]. К концу раннеосинского времени территория Непско-Ботубинской антеклизы обнажается (плоская равнина), о чем свидетельствуют наложенные субазральные процессы на отложения верхней литорали [1]. Формирование элювиальных горизонтов происходило в условиях максимального снижения ОУМ, поэтому здесь проходит не только литологическая граница, но и важная стратиграфическая, разделяющая нижнебилирскую и верхнебилирскую подсвиты.

Высокочастотные циклы позднеосинского времени выделялись на основе седиментологической типизации с учетом различий структуры, морфологических особенностей каркасостроителей и характере межскелетного заполнения. Это послужило материалом для выделения циклотем более низкого порядка, а именно циклов IV порядка. Нижние элементы цикла отражают более мористые сублиторальные обстановки, верхние – приливно-отливные. Выделенные циклы IV порядка имеют мощность от двух до пятнадцати метров: нижние три имеют трансгрессивную направленность (PSQ1 - PSQ3), а вышележащие шесть (PSQ4 - PSQ9) – регрессивную.

Постепенное повышение ОУМ, ограниченное пространство аккомодации и низкоэнергетический режим седиментации способствовали формированию строматолитовых построек (PSQ1), создающих фундамент, на котором начинают расти первые одиночные пач-риффы (PSQ2), удаленные друг от друга, с быстросменяющимися формами микробиалитов и типом межкаркасного заполнения. На начальном этапе мелкие постройки начинают формировать относительно расчлененный рельеф и являются источником для различных по мощности отмелей. Наличие отмельных зон и продолжающий повышаться ОУМ, нормальная соленость и хорошая освещенность благоприятствует росту органогенных построек третьего парасиквенса (PSQ3). В органогенных постройках PSQ3 четко выделяются ядро рифа и его краевые зоны, выражающиеся в особенностях межскелетных заполнений. К концу третьего этапа значительное сокращение пространства аккомодации и, как следствие, изменение гидродинамического режима благоприятствуют образованию литоральных фаций. Пач-риффы PSQ4, PSQ5 и PSQ6 формируются в ходе нормальной регрессии. Они имеют четкую зональность и латеральную изменчивость. Выделяемые зоны биогермного ядра, рифовой лагуны, краевой зоны рифа и рифового шлейфа отличаются по минеральному составу, вторичным изменениям и фильтрационно-емкостным свойствам. *Биогермное ядро* сложено известняками с тонковетвистыми формами микробиалитов, с высоким содержанием микритовой составляющей в межскелетных промежутках и слабой преобразованностью вторичными процессами. В обстановке *рифовой лагуны*, характеризующейся спокойным гидродинамическим режимом и повышенной соленостью происходит осаждение карбонатного ила и гипса с субгоризонтально

ориентированными фенестрами неправильной формы. В обстановках биогермного ядра и рифовой лагуны коллекторы не образуются. Для пород *краевой зоны пач-рифа* свойственны более массивные и толстокустистые формы микробиалитов с обилием зернистого материала в межскелетных промежутках. Относительно высокая и изменчивая гидродинамика создавала условия для осаждения фитокластового зернистого материала, который распределяется в виде линзовидных зон и прослоев. Краевая зона характеризуется неоднородным литологическим составом (известняки и доломиты) с неравномерным пустотным пространством, что связано с различной степенью перекристаллизации каркаса постройки и зон заполнений. По мере уплотнения в породах возникали микротрещины, что значительно улучшает проницаемость пород. *Рифовый шлейф* формируется в результате разрушения органогенной постройки и сложен зернистым материалом с частыми крупными фитокластами и фрагментами колоний. По результатам петрофизических исследований, зона рифового шлейфа характеризуется наилучшими коллекторскими свойствами.

При следующем кратковременном повышении ОУМ в начале PSQ7 начинается рост новых пач-рифов на вновь образованных приподнятых участках рельефа. Последующее падение ОУМ (PSQ8 и PSQ9) характеризуется появлением литоральных и супралиторальных фаций в верхней части разреза.

Таким образом, в позднеосинское время выделяется 9 циклов осадконакопления ранга парасиквенс. Во время первых трех формируются одиночные мелкие пач-рифы со слабо дифференцируемыми фациальными зонами. К концу третьего цикла на приподнятых участках рельефа в условиях продолжающейся трансгрессии начинают формироваться крупные пач-рифы, мощность которых достигает 20 м. Эти постройки обуславливают латеральную изменчивость карбонатной платформы. Они способствуют формированию протяженных шлейфов зернистого материала. При следующем кратковременном повышении ОУМ происходит латеральная миграция органогенных построек из зон ограниченного аккомодационного пространства.

Наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами характеризуются породы с высоким содержанием зернистого материала, сформированные в условиях краевой зоны пач-рифов и их шлейфов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Г. Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность / В.Г. Кузнецов, Л.Н. Илюхин, С.А. Дмитриевский и др. – М.: Научный мир, 2000. – 104 с.
2. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность / В.Г. Кузнецов. – М.: Недра, 1978. – 304 с.
3. Мельников Н.В. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Туруханско-Олекминского региона Сибирской платформы / Н.В. Мельников, Ю.Я. Шабанов, О.С. Шабанова // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 6. – С. 863-875.
4. Чернова Л.С. Этапы формирования структуры порового пространства в карбонатном комплексе венд-кембрия Сибирской платформы по литологическим и гидрогеологическим данным / Л.С. Чернова, О.В. Шиганова // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. – Новосибирск, 2013. – Т. 3. – С. 258-260.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕЙ ВОЛГИ

Р.Р. Макшаев

Московский государственный университет, географический факультет, Москва, Россия

Нижнехвалынские отложения широко распространены на территории Нижней Волги. Они были сформированы в конце позднего плейстоцена в период развития раннехвалынского бассейна Каспия. Нижнехвалынские отложения на Нижней Волге представлены в основном глинами, так называемыми “шоколадными глинами”, в них часто встречаются тонкие прослои песков с фауной моллюсков и алевроиты.

Геохимический состав нижнехвалынских отложений Нижней Волги был определен из образцов, отобранных на опорных разрезах Светлый Яр, Сабуровка, Вихлянцево, Средняя Ахтуба, Новопривольное и Райгород. Также был выполнен анализ одного образца нижнехвалынских глин из разреза Калмыково (р. Урал). По разрезам Сабуровка и Светлый Яр было проведено исследование распределения основных химических элементов по профилю. Данные разрезы были выбраны в качестве репрезентативных за счет своей мощности (более 5 м), отсутствия следов размыва и литологического строения.

Для получения данных о составе основных оксидных соединений и химических элементов нижнехвалынских отложений использовались следующие группы методов: атомно-эмиссионная спектрометрия (АЭС), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (МС-ИСП), волнодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ (ВРФА) а также сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным модулем.

Результаты геохимического анализа показывают, что для всех исследованных образцов нижнехвалынских отложений характерно преобладание оксидов – SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 со средними концентрациями 61, 19,3 и 8,2 % соответственно. Наиболее высокие концентрации SiO_2 характерны для алевроито-песчаных образцов (67-70%). Концентрация Al_2O_3 варьирует от 12,3% (Светлый Яр) до 25,3% (Сабуровка). В нижнехвалынских отложениях содержатся высокие концентрации Fe_2O_3 , приуроченные к шоколадным глинам. В разрезе Сабуровка доля Fe_2O_3 достигает 11%. Для нижневолжских разрезов характерны несколько меньшие значения Fe_2O_3 ~ 8%.

Из других оксидов в нижнехвалынских отложениях содержатся CaO (~3,8%), K_2O (~3,2%), TiO_2 (~1%), MgO (~2,4%), MnO (~0,11%), P_2O_5 (~0,15%). Для CaO отмечается увеличение концентрации до 10,8% в образце из разреза Калмыково, что, скорее всего, связано с различными питающими провинциями и иными условиями осадконакопления.

Для шоколадных глин характерны наибольшие концентрации Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и TiO_2 максимальные значения которых приурочены к нижней части профиля. Распределение SiO_2 в шоколадных глинах равномерное с небольшим понижением концентрации к верхним частям горизонта. Максимум SiO_2 приурочен к песчаным слоям в основании нижнехвалынских отложений. Для CaO характерно равномерное распределение концентрации (~4%) по профилю до средней части, после чего происходит его снижение до 1,9%. Повышение концентрации к верхней части характерно для MnO . Распределение Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CaCO_3 носит асинхронный характер. Содержание CaCO_3 сокращается по мере увеличения долей Al_2O_3 , Fe_2O_3 . В свою очередь возрастание CaCO_3 характерно при уменьшении доли данных оксидов.

Из всех микроэлементов в нижнехвалынских отложениях барий (Ba) представлен больше всего. Его концентрация варьирует в пределах от 395 до 573 мкг/г. Наличие бария в нижнехвалынских отложениях можно связать минералом баритом (BaSO_4), который образует небольшие изоморфные скопления вместе с арагонитом (рисунок).

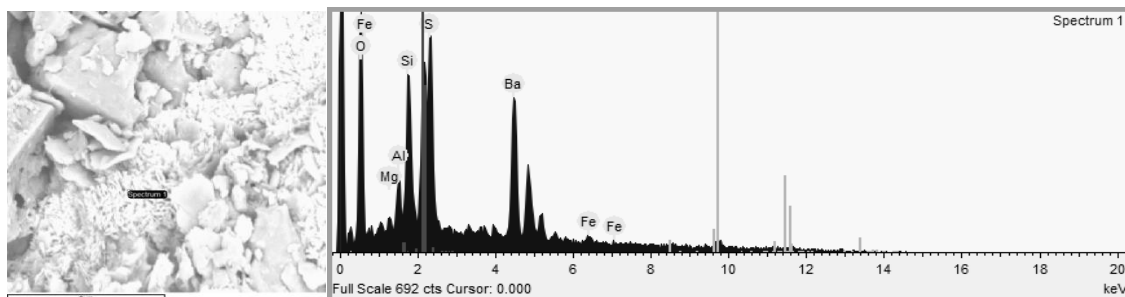


Рисунок. Скопление кристаллов барита в шоколадных глинах и их химический состав (образец СА-5) по данным сканирующей микроскопии.

Распределение основных химических элементов по профилю находит свое отражение и в особенностях цветности шоколадных глин. С понижением концентрации Fe_2O_3 происходит постепенное “осветление” глин - они начинают приобретать более светлые тона, переходя из темно-коричневых в светло-коричневые. Так, в основании шоколадных глин, где наблюдается максимальная концентрация Fe_2O_3 (8-11%), характерен темно-коричневый окрас. Для средней части это уже коричневый цвет глин и несколько меньшая концентрация Fe_2O_3 (7-8%). В верхней части глины приобретают светло-коричневую окраску, доля Fe_2O_3 уменьшается до 6%. Высокие концентрации Fe_2O_3 приурочены к глинистым минералам, преимущественно иллиту и хлориту, а также к минералам гематиту и лимониту.

Можно предположить, что накопление шоколадных глин происходило в водах насыщенных кислородом. Это способствовало высвобождению и кристаллизации железа из глинистых минералов, в частности иллита, содержащего значительную долю Fe_2O_3 . Само высвобождение Fe_2O_3 в глинистых минералах вероятнее всего связано с деструкцией поверхностной кристаллической решетки, за счет физического выветривания (фазового перехода температуры), происходившего в верховьях Волжского бассейна подверженного интенсивным перигляциальным условиям в позднем плейстоцене.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОЛЩ И СВИТ СРЕДНЕЙ-ВЕРХНЕЙ ЮРЫ (КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРД) МОСКОВСКОГО РЕГИОНА

С.Ю. Маленкина

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Изучение юрских разрезов, проводимые в регионе в течение многих лет позволяют сделать некоторые обобщения собранного фактического материала.

Сложно-расчлененный рельеф подстилающего карбона (наличие крупной доюрской палеодолины – Главной Московской ложбины с притоками) оказал большое влияние на полноту и мощности отложений юры; перепады абсолютных отметок достигают 40-50 м. К впадинам приурочены континентального происхождения кудиновская свита и москворецкая толща (байос-бат); выше залегают морские отложения с довольно обильной фауной, свиты – алпатьевская (местами), криушская, чулковская (великодворская, подосинковская, ратьковская подсвиты) (келловей-средний оксфорд), подмосковная, коломенская, ермолинская (макарьевская) (верхний оксфорд-низы кимериджа). Расчленение дано согласно схеме [5].

1. Отложения алпатьевской свиты отмечены нами лишь в скважинах на Воробьевых горах в виде темных глин без фаунистических остатков (до 1 м).

2. Коричнево-бурые ожелезненные оолитовые пески и песчаники с известковыми стяжениями криушской свиты (от 0,3 до 2,5-3,0 м), залегающие обычно на отложениях карбона с размывом и галькой кремня, наблюдались в ряде разрезов. Содержат аммониты подзоны *obductum* среднего келловея.

3. Серые глины чулковской свиты, жирные, плитчатые, алевритистые и в различной степени биотурбированные, с спорадически рассеянными железистыми оолитами, с фосфоритами, с остатками фауны аммонитов и белемнитов, а также другими макрофоссилиями отвечает среднему келловею-нижнему оксфорду. В наиболее полных разрезах [2] расчленяется на отдельные пачки, разделенные поверхностями размыва со скоплением гравия, галек, детрита, иногда сложными карбонатными линзами (строматолитами и их брекчиями) мощностью до 15-20 см. Строматолиты сложены тонкими (до сотых долей мм) слоями ожелезненного карбонатного вещества, глауконита и фосфата [3]. Пачки отличаются разной известковистостью, алевритистостью, битуминозностью, степенью биотурбации и пр. Мощность свиты до 6,5 м.

4. Ратьковская свита среднего оксфорда [7] хотя и не вошла унифицированную схему [5], но диагностируется в изученных разрезах достаточно четко. Глины коричневато-серые и темно-серые алевритистые, слюдистые, с железистыми оолитами, фосфоритами, тонким раковинным детритом и мелкой фауной, сильно биотурбированные, с размывом в основании. В них присутствуют обильные отпечатки и раковины аммонитов и двустворок, белемниты, нередко с корневыми частями стеблей лилий и полихетами, гастроподы, фрагменты иглокожих, редко панцири ежей. Среди глин встречаются сублиторальные строматолитовые постройки разного размера [3], нередко покрытые различной бентосной фауной. Мощность свиты колеблется по нашим наблюдениям [2] от 0,2-0,5 до 1-1,2 м, по данным А.Г. Олферьева до 5 м [7]. Фации ратьковской свиты отображают трансгрессию, наступившую после регрессии.

5. С прослоев черных углеродистых сланцев (с C_{org} не менее 8 % [4]) с размывом и резкой границей в основании начинается подмосковная свита. Выше серые до темно-серых буроватые глины, плотные слоистые до тонкоплитчатых, слюдистые, алевритистые, участками битуминозные, биотурбированные, с прослоями фосфатных конкреций, стяжениями пирита, древесиной, аммонитами.

Внизу плоскости напластований насыщены вкраплениями светлых фораминифер («манка»), выше раковинным детритом. Мощность в исследованных разрезах составляет от 0,8-2 м до 6-7. Фациальный состав свиты указывает на новый крупный седиментационный цикл, начавшийся с размыва, что отмечено и предшественниками [6]. Наши данные здесь хорошо согласуются с моделью образования обогащенных органическим веществом осадков во время быстрых и непродолжительных трансгрессий [1].

6. Коломенская толща верхнего оксфорда сложена коричневато-серыми алевроитовыми интенсивно биотурбированными глинами (так называемыми «фукоидными» [6]), с присыпками раковинного детрита по напластованию, с прослоями фосфоритов, аммонитами, двустворками, в кровле – с гнездами зеленого глауконита (строматолиты) [3]. Мощность свиты от 0,2-1 м до 5-5,6 м.

7. Макарьевская свита отвечает преимущественно верхнему оксфорду (верхи - нижний кимеридж) по фауне аммонитов. Представлена глинами темно-серыми до сажисто-черных, мелкоплитчатыми, алевроитистыми, сильно слюдистыми, с глауконитом, фосфоритами, обилием пиритовых стяжений и ходов, раковинным детритом, древесиной (от 1,2-2 м до 5-6,5). Отложения залегают со следами обмеления, иногда полным размывом предыдущих юрских отложений.

Выводы:

1. Фациальный состав отложений каждой из этих свит является отражением определенного трансгрессивно-регрессивного цикла развития региона.

2. Наиболее крупными и резкими, из отмеченных трангрессий, были подмосковная и макарьевская. В это время накопились осадки, наиболее обогащенные тонкодисперсным органическим веществом.

3. Наиболее мелководными из сохранившихся отложений являются криушские.

4. Вся картина в целом согласуется со схемой свит и зон Московской синеклизы, с выделением циклитов по характеристике осадков, сопоставленной с кривой относительных эвстатических колебаний в течение средней-поздней юры, намеченной нами ранее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов Ю.О. Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России / Ю.О. Гаврилов, Е.В. Щелетова, Е.А. Щербинина // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. – 2014. – Вып. 1(9). – 30 с.
2. Малёнкина С.Ю., Школин А.А. Новые данные о келловейских и оксфордских отложениях г. Москвы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Малёнкина С.Ю., А.А. Школин. – Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. – С. 133-136.
3. Маленкина С.Ю. Юрские микробиальные постройки Русской Плиты: органоминарализация и породообразующие организмы / С.Ю. Маленкина // Водоросли в эволюции биосферы. Серия «Геобиологические системы в прошлом». – М.: ПИН РАН, 2014. – С. 170-186.
4. Маленкина С.Ю. Состав и строение верхнеюрских черных сланцев Московского региона в свете новых данных / С.Ю. Маленкина // Известия вузов. Геология и разведка. – 2016. – № 6. – С. 75-79.
5. Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы (14 листов). Объяснительная записка. – М.: ПИН РАН–ФГУП «ВНИГНИ», 2012. – 64 с.
6. Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы / А.Г. Олферьев // Юрские отложения Русской платформы. – Л.: ВНИГРИ, 1986. – С. 48-61.
7. Олферьев А.Г. Граница среднего и верхнего оксфорда на Восточно-Европейской платформе / А.Г. Олферьев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9. – № 5. – С. 69-76.

ГЕОХИМИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.И. Малиновский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

Изучение геохимических особенностей терригенных пород седиментационных бассейнов имеет важнейшее значение для получения объективной информации о положении, типе и породном составе областей питания, а также для реконструкции геодинамических обстановок формирования самих бассейнов седиментации [2, 4-7]. Западно-Сахалинский террейн входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса и является одной из главнейших тектонических структур зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту [1]. Террейн протягивается полосой шириной до 70 км вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. В его строении принимают участие палеоцен-плиоценовые прибрежно-морские и континентальные, часто угленосные, отложения мощностью до 12000 м, которые с размывом, но без углового несогласия перекрывают меловые образования.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений террейна исследовался геохимический состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. По химическому составу песчаники достаточно однородны. Содержание кремнекислоты в них, в среднем по свитам, колеблется от 67,11 до 75,05%, TiO_2 от 0,45 до 0,78%, Al_2O_3 от 11,93 до 15,08%, $FeO+Fe_2O_3$ от 2,06 до 4,42% и MgO от 0,59 до 1,62%. Кроме того, во всех песчаниках, как правило, характерно типичное для граувакк преобладание Na_2O над K_2O . По своим параметрам песчаники относятся к грауваккам и лишь частично – к лититовым аренитам [3]. Глинисто-алевритовые породы по составу близки песчаникам: SiO_2 в них от 64,18 до 78,70%, TiO_2 от 0,37 до 0,97%, Al_2O_3 от 8,39 до 16,65%, $FeO+Fe_2O_3$ от 2,00 до 5,50%, MgO от 0,62 до 2,12%. При этом K_2O , как правило, преобладает над Na_2O . По литохимическим параметрам песчаники характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости (ГМ в среднем 0,25), свидетельствующим об их образовании преимущественно за счет механического разрушения материнских пород; 2) показателем фемичности (ФМ в среднем 0,07), в целом соответствующим грауваккам; 3) относительно невысокой титанистостью (ТМ в среднем 0,044), но повышенной нормативной щелочностью (НКМ в среднем 0,36), что связано, с одной стороны, с присутствием в песчаниках островодужной вулканокластики низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, а с другой – обломков кислых изверженных пород, отличающихся низкими значениями ТМ. В глинисто-алевритовых породах, как правило, значения всех модулей ниже, и лишь титановый модуль в них выше, что позволяет говорить, о формировании отложений без существенной динамической сортировки обломочного материала.

Суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в песчаниках относительно невелики, в среднем по свита от 79 до 158 г/т. Спектры распределения РЗЭ во всех свитах близки и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования, невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($[La/Yb]_N=5,24-12,75$), а также достаточно отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0,64-0,84$). По сравнению с PAAS песчаники незначительно обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (в 1,1-3,0 раза). В глинисто-алевритовых породах суммарные содержания РЗЭ находится в пределах 80-171 г/т, при этом общий характер распределения в целом аналогичен таковому в песчаниках ($[La/Yb]_N=6,13-14,06$ и $Eu/Eu^*=0,46-0,74$).

Интерпретация данных по содержанию и характеру распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в песчаных и глинисто-алевритовых породах Западно-Сахалинского террейна, осуществленная на основании известных методик [4-7] (рисунок), свидетельствуют, что в палеоцене–плиоцене осадконакопление происходило на активной континентальной окраине в бассейне, связанном с крупными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Область питания, поставлявшая обломочный материал в седиментационный бассейн террейна, вероятно сочетала в себе континентальную сиалическую сушу, сложенную древними гранитно-метаморфическими и осадочными породами, и зрелую глубоко расчлененную окраинно-континентальную дугу, в которой эрозия вскрыла гранитоидные батолиты, подстилавшие вулканы.

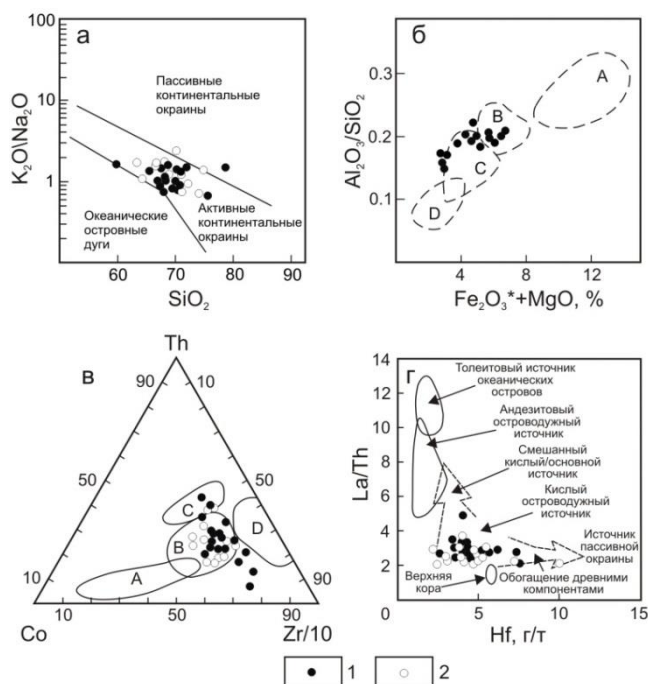


Рисунок. Палеогеодинамические обстановки формирования и источники питания кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна на диаграммах Б. Розера и Р. Корша (а), М. Бхатиа (б), М. Бхатиа и К. Крука (в), П. Флойда и Б. Леввериджа (г) [4-7]. Песчаники из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. 1 – песчаные; 2 – глинисто-алевритовые породы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00857).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – 981 с.
2. Маслов А.В. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория / А.В. Маслов, В.Н. Подковыров, Э.З. Гареев // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31. – № 5. – С. 55-68.
3. Петтиджон Ф.Дж. Пески и песчаники / Ф.Дж. Петтиджон, П. Поттер, Р. Сивер. – М.: Мир, 1976. – 535 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones / M.R. Bhatia // J. Geol. – 1983. – V. 91. – P. 611-627.
5. Bhatia M.R. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M.R. Bhatia, A.W. Crook // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181-193.
6. Floyd P.A. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones / P.A. Floyd, B.E. Leveridge // J. Geol. Soc. London. – 1987. – V. 144. – P. 531-542.
7. Roser B.P. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio / B.P. Roser, R.J. Korsch // J. Geol. – 1986. – V. 94. – No 5. – P. 635-650.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА НА ПРИМЕРЕ ВЕРХОВОГО БОЛОТА ДУЛИХА (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.Е. Мальцев, Г.А. Леонова, В.А. Бобров, А.С. Шавекин, Л.В. Мирошниченко

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Изучен 5,4 м голоценовый разрез верхового болота Дулиха (Восточное Прибайкалье, 51°31,721' с.ш. 105°00,449' в.д.), строение которого представлено на рисунке. Величина зольности торфа составляет 3,6–6,4 %, при этом верхний интервал (0–10 см) имеет максимальные значения зольности, которые дают оксиды и гидроксиды Fe, Mn, например обнаруженный здесь гематит (Fe_2O_3). Аномально высокие значения зольности (26,8 %) отмечены в прослое торфа из нижнего интервала 400–450 см. Зольная часть торфа представлена кварцем, плагиоклазом и слюдой, в меньших количествах встречаются бассанит, КПШ, амфибол и иллит. Осадки и атмосферная пыль являются основной причиной формирования зольного состава верхового болота Дулиха, для которого источником Si и Al может быть только атмосферная пыль.

Так как в водном балансе верхового торфяника решающее значение имеют атмосферные осадки, то болотные воды имеют довольно низкую минерализацию (19,5–57,9 мг/л), которая возрастает вниз по разрезу, что является отражением преобразования органического и минерального вещества торфа в диагенезе. Болотные воды характеризуются преобладанием среди анионных компонентов хлора, высоким содержанием растворенных органических веществ и низким значением pH (4,8–5,7). Минерализация органического вещества (ОВ), при участии ряда физиологических групп микроорганизмов (рис.), приводит к росту в болотных водах ионов NH_4^+ (незначительно PO_4^{2-}) и уменьшению NO_3^- , NO_2^- . Активный расход кислорода, в процессе микробной деструкции ОВ, создает анаэробные условия среды уже в 0–30 см торфа, что приводит к накоплению в болотных водах восстановленных форм Fe (II) и Mn (II). При этом с глубиной, наблюдается рост значений pH и HCO_3^- , что является отражением процессов бактериальной сульфатредукции. Это подтверждают и падения с глубиной значений SO_4^{2-} и Eh. В то же время аутигенные, сульфидные минералы в твердой фазе торфяника не обнаружены, что весьма характерно для верховых болот. Сера сульфатов, восстанавливаясь, связывается в структурах органического вещества в форме сульфидных групп (SH), поэтому, даже на фоне довольно высоких (1–6 мг/л) содержаний в болотных водах растворенного железа образование аутигенных сульфидов Fe не происходит. Однако, в подстилающих торфяник глинах (510–520 см) все же обнаружены следы сульфидов железа, представленного пиритом. По-видимому, более низкие содержания ОВ в подстилающих отложения благоприятны для образования сульфидов Fe в диагенезе. Помимо этого в торфе встречаются аутигенные сульфиды Sb (стибнит, антимонит — ?) с примесью Fe размером до 5 мкм (рисунок). Таким образом, с глубиной наблюдается трансформация химического состава болотных вод — они обогащаются продуктами минерализации ОВ (C, N, P)_{орг}, Fe, Mn и теряют ионы SO_4^{2-} которые расходуются в процессе бактериальной сульфатредукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-35-00072 мол_а.

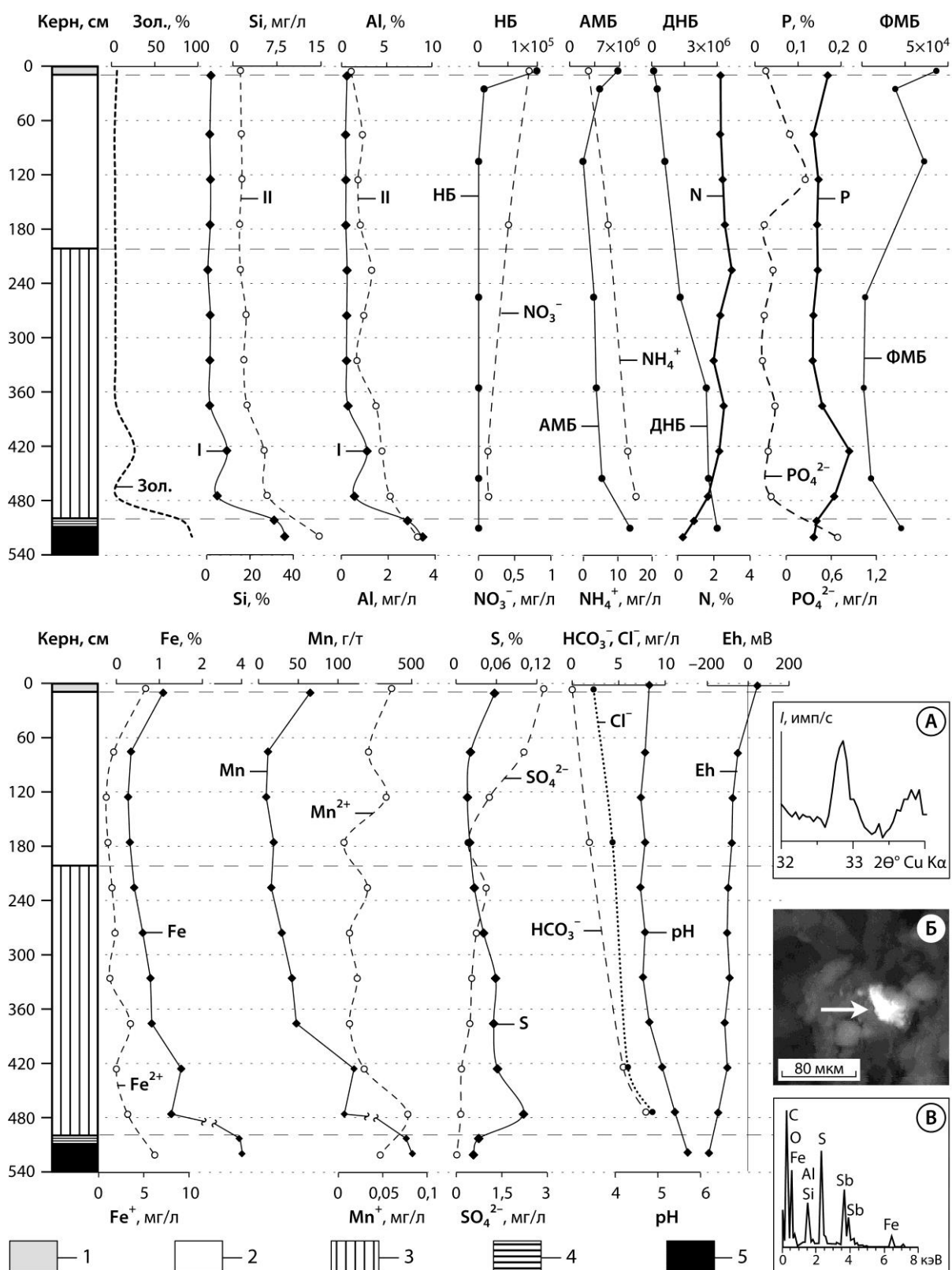


Рисунок. Распределение химических элементов в торфе (I) и болотных водах (II) верхового торфяника Дулиха

1 - торф слаборазложившийся с большим количеством растительных остатков; 2 - торф светло-коричневый, более разложившийся; 3 - торф сильно разложившийся, темно-коричневый; 4 - органо-минеральный осадок; 5 - глины, подстилающие торф. Микроорганизмы (КОЕ/г): НБ — нитрифицирующие, ДНБ — денитрифицирующие, АМБ — аммонифицирующие и ФМБ — фосфатмобилизующие бактерии.

А) дифракционный спектр пирита из интервала 520 см, Б) - СЭМ снимок сульфида Sb, В) энергодисперсионный спектр сульфида Sb

УКСКАЯ СВИТА ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА: К РЕКОНСТРУКЦИИ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ МОРСКОЙ ВОДЫ

А.В. Маслов, С.А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Карбонатные породы, фосфориты, железистые кварциты и кремнистые породы рассматриваются многими специалистами как «архивы» информации о составе древней морской воды. Во многих из них нормированное на глинистые сланцы распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) и Y характеризуется обогащением La, Gd, Lu и Y, что присуще часто и современной морской воде. Еще одна особенность современной и древней морской воды – деплетирование легких и средних РЗЭ относительно тяжелых лантаноидов. Положительные аномалии Eu в морской воде часто связаны с поступлением в бассейны гидротермальных флюидов. Одна из основных характеристик насыщенных кислородом морских вод – дефицит Ce, выраженный отчетливой отрицательной цериевой аномалией. В бескислородных обстановках, напротив, в морской воде цериевая аномалия практически не выражена. Поскольку перечисленные выше породы могут наследовать состав растворённых в морской воде РЗЭ и Y, зная величину цериевой аномалии в них, мы вправе судить о редокс-обстановках в морских бассейнах геологического прошлого. В последние годы получены данные о том, что спектры РЗЭ в доэдиакарских карбонатах часто характеризуются деплетированием лёгких и тяжёлых РЗЭ относительно средних. По всей видимости, такие спектры РЗЭ характерны для отложений, сформировавшихся в условиях глобальной океанской аноксии в сочетании с насыщенным кислородом поверхностным водным слоем.

Полученные нами ранее данные позволили сделать вывод, что распределение РЗЭ и Y в относительно «чистых» валовых пробах известняков уксской свиты верхов верхнего рифея стратотипической местности в значительной степени сопоставимо с тем, что наблюдается и в ацетатных вытяжках из них. И в том, и в другом случаях в спектрах распределения РЗЭ + Y наблюдаются положительные аномалии La, Gd и Y и отрицательные аномалии Eu и Ce. Последние в ряде случаев являются реальными. Это дало основание считать, что образование строматолитовых известняков происходило в морском бассейне, имевшем хорошую связь с Мировым океаном. Продолжение этих работ включало исследование более представительной выборки, состоявшей из более 40 образцов известняков со столбчатыми и пластово-столбчатыми строматолитами, биоламинитов (известняки с пластовыми строматолитами), в том числе и с molar-tooth структурами (МТС), зернистых и микрозернистых известняков, часть из которых также содержала МТС, и карбонатно-глинистых пород. Преобладающая часть образцов в коллекции представлена несколькими литотипами, характеристика распределения в них РЗЭ и Y приведена ниже.

Известняки со столбчатыми строматолитами. Суммарное содержание РЗЭ варьирует от 6,13 до 14,67 г/т. Значения Y/No изменяются от 15 до 48; при этом для 7 из 8 исследованных образцов величина указанного отношения составляет 39...48. Параметры $(La/Yb)_{PAAS}$ и $(Gd/Yb)_{PAAS}$ изменяются от 0,69 до 2,09 и от 1,27 до 2,81. Величина $(Nd/Yb)_{PAAS}$ варьирует от 0,66 до 2,17, а $(Pr/Dy)_{PAAS}$ составляет от 0,57 до 1,18. Eu аномалия в подавляющем числе исследованных образцов отрицательная (0,82...0,99). Ce аномалия во всех образцах отрицательная (0,85...0,92). Для большинства образцов этого литотипа характерны положительные аномалии Gd и Y.

Биоламиниты. Сумма РЗЭ варьирует от 3,78 до 10,13 г/т. Значения Y/No находятся в интервале 16...41 (для 7 из 10 исследованных образцов это отношение составляет меньше 35). Биоламиниты характеризуются заметной изменчивостью $(Nd/Yb)_{PAAS}$ – от 0,74 до 1,53. Величина $(Pr/Dy)_{PAAS}$ изменяется от 0,62 до 0,94. Eu аномалия в 9 из 10 образцов отрицательная или отсутствует (0,84...0,99). Ce аномалия изменяется в этих же пределах. Все образцы биоламинитов обладают положительными аномалиями Gd относительно PAAS, в трех из них можно видеть отрицательные аномалии Y.

Зернистые известняки. Породы данного литотипа содержат лантаноиды в количестве от 1,54 до 21,57 г/т. Параметр Y/No меняется в интервале 16...48; в 8 образцах из 11 его значения > 39. Для 9 из 11 образцов величина $(Nd/Yb)_{PAAS}$ изменяется от 0,53 до 0,97. Параметр $(Pr/Dy)_{PAAS}$ во всех образцах изменяется от 0,45 до 0,78, т.е. породы заметно деплетированы ЛРЗЭ. Значения $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ составляют в большинстве образцов 0,84...0,99. Для всех зернистых известняков характерна положительная аномалия Gd, а для подавляющей части и положительная аномалия Y.

На диаграмме $(Pr/Pr^*)_{PAAS}-(Ce/Ce^*)_{PAAS}$ подавляющее большинство фигуративных точек верхнеукских карбонатов локализовано в полях I и IIa. Реальная отрицательная Ce аномалия присуща полю IIIb этой диаграммы, но в нем точки состава карбонатных пород практически отсутствуют.

Как указано выше, исследования, выполненные ранее, позволили установить основные параметры распределения нормированных на глинистые сланцы РЗЭ и Y в современной морской воде и хемогенных осадках. Это положительные аномалии La и Gd, отрицательная Ce аномалия, высокие (> 44) величины Y/No, а также деплетирование легких и средних лантаноидов относительно тяжелых. Для примерно половины или более образцов известняков верхнеукской подсвиты со столбчатыми и пластово-столбчатыми строматолитами характерны значения $(Sm/Yb)_{PAAS} > 1$, $(Nd/Yb)_{PAAS} > 1$. Это же свойственно и биоламинитам, а также зернистым известнякам с МТС, микрозернистым известнякам. Высокими значениями Y/No в нашей выборке характеризуется весьма небольшое количество образцов.

Из всего сказанного выше можно сделать вывод о том, что валовые образцы карбонатных пород верхнеукской подсвиты, скорее всего, практически не пригодны для реконструкции состава морской воды конца позднего рифея. Исключение составляет лишь небольшое число образцов, несущих, вероятно, сигнал морской воды (это образцы, которые характеризуются деплетированием ЛРЗЭ относительно СРЗЭ и величиной Y/No более 44): 6 образцов зернистых известняков, в том числе один из них с МТС, и образец пластово-столбчатых строматолитов. Значения цериевой аномалии в них лежат в пределах 0,82–0,99, однако отрицательная аномалия при этом является кажущейся. Полученные результаты согласуются с представлениями о преобладании бескислородных (железистых или эвксинных) обстановок практически во всей водной толще позднерифейских океанов, включая и мелководные шельфовые моря, при всей возможной «мозаичности» окислительно-восстановительных обстановок этого этапа.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00062).

ЭВОЛЮЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮЖНОГО УРАЛА: СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО ОБЛОМОЧНЫМ ЦИРКОНАМ И Sm-Nd СИСТЕМАТИКЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

А.В. Маслов¹, М.В. Червяковская¹, Э.З. Гареев², С.Г. Ковалев², В.Н. Подковыров³

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

²Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Известно, что модельные Sm-Nd датировки осадочных образований могут быть использованы для идентификации источников сноса, а также реконструкции геодинамической эволюции осадочных бассейнов. Наряду с информацией указанного плана для установления состава и возраста пород-источников сноса широко используются U-Pb-изотопные возрасты и другие характеристики обломочных цирконов (ОЦ). Наша работа основана на исследовании 50 образцов глинистых пород рифея и ашинской серии Южного Урала (ЮУ), а также компиляции данных о U-Pb-возрастах ОЦ из песчаников того же объекта (публикации Н.Б. Кузнецова, Т.В. Романюк, А.В. Маслова и их коллег).

По (Willner et al., 2003), все ОЦ в песчаниках рифея ЮУ происходят из пород палеопротерозоя фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и связанных с ними гранитоидов. ОЦ с палео- и мезопротерозойскими возрастными в песчаниках ЮУ имеют общие источники сноса, располагавшиеся на востоке ВЕП. Источником ОЦ с возрастными моложе 643 млн. лет являлся т. н. Белорецкий террейн – экзотический блок, возможно относившийся ранее к Балтике.

Авторы работы (Романюк и др., 2018) считают, что диапазон наиболее древних возрастов ОЦ из песчаников айской свиты (RF₁) соответствует таковому в кристаллических комплексах Волго-Уралии, а источниками их выступали как кристаллические комплексы фундамента ВЕП, так и осадочные образования/молассы орогенов раннего протерозоя. Цирконы архейского возраста в песчаниках зигальгинской свиты (RF₂), представляют, по всей видимости, продукты перемыва подстилающих нижнерифейских отложений (Кузнецов и др., 2017).

В песчаниках бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (RF₃) количество кристаллов, отвечающих возрастам кристаллических комплексов ВЕП и ее периферии, составляет для интервала 900–1750 млн. лет (Свеко-Норвежская область) около 60%, для интервала 1750–2100 млн. лет (Свеко-Фенская, Волго-Сарматская и Среднерусская области) ~35% и для интервала 2100–3500 млн. лет (Волго-Уралия) – 4%. Это показывает, что в указанное время на палеоводосборах продолжали существовать комплексы пород, поставлявшие ОЦ с палеопротерозойскими возрастными, а источники цирконов мезо- и неоархейского возраста практически исчезли. Данные о распределении индикаторов палеотечений в песчаниках всех четырех подсвит зильмердакской свиты указывают на привнос кластики в область седиментации с запада и северо-запада (в современных координатах). Следовательно, источники ОЦ с мезопротерозойскими возрастными располагались в самом начале RF₃ в пределах ВЕП вблизи ЮУ и были в какой-то степени подобны комплексам гренвиллид Свеко-Норвежской и Свеко-Фенской областей (Маслов и др., 2018). Во время формирования песчаников лемезинской подсвиты той же свиты доминирующими источниками вновь являлись архейские комплексы фундамента ВЕП (Романюк и др., 2013).

Общий спектр возрастов ОЦ в песчаниках надурюкской части ашинской серии примерно на 30% соответствует спектру возрастов цирконов, характерному для

кристаллических комплексов цоколя Волго-Уралии; две трети ОЦ характеризуются возрастами от ~900 до ~1750 млн. лет (Кузнецов и др., 2012). Источником молодых ОЦ считается Квинслендская окраина Австралии. Примерно такой же вывод сделан и относительно источников ОЦ в породах бакеевской свиты (Кузнецов и др., 2019).

Однако еще в начале 1960 гг. Ю.Р. Беккер отметил, что в раннеурюкское время снос материала происходил с т.н. Центрально-Башкирского поднятия, а в верхнеурюкское и басинское время областью размыва был Татарский свод. В куккараукское время снос кластики шел преимущественно с т.н. Западно-Башкирской области (Башкирский антиклинорий+зона Урал-Тау). По представлениям В.Н. Пучкова с соавторами, Ar/Ag возраст светлых слюд из вендских отложений ЮУ позволяет рассматривать их как продукты размыва метаморфических комплексов т.н. Белорецкого купола.

Таким образом, песчаники айско-зигальгинского интервала (RF_1 и низы RF_2), по всей видимости, полностью сложены продуктами размыва дорифейских комплексов фундамента ВЕП. Песчаники зильмердакско-куккараукского/зиганского? интервала (RF_3 и V) содержат варьирующее количество цирконов архейско-палеопротерозойского возраста (43% – бирьянский уровень, 48% – укский (неопубликованные данные А.Б. Кузнецова), 22% – бакеевский, 34 и 30% – басинский и куккараукский) и более молодые (мезо- и неопротерозойские) кристаллы.

С учетом представлений о том, что и 900, и 750 млн. лет назад восточная (в современных координатах) окраина Балтики являлась пассивной и открывалась в «Мировой океан», единственным источником таких ОЦ в добасинской части верхнего докембрия ЮУ могут быть комплексы пород фундамента ВЕП. В басинское время и позднее к ним могли добавиться и источники на востоке (Белорецкий купол/блок или «небалтийский/е» источник/и). Надо, однако, иметь в виду, что в одних глобальных палеогеографических моделях восточная (в современных координатах) пассивная окраина Балтики обращена в сторону «Мирового океана» вплоть до начала кембрия, а в других, начиная с отметки 570 млн. лет она трансформируется в окраину активную.

Основываясь на Sm-Nd-изотопной систематике глинистых пород, всю позднедокембрийскую историю формирования осадочных толщ ЮУ можно также разделить на два крупных интервала. Первый охватывает RF_1 и RF_2 . Основным поставщиком обломочного материала в это время, несомненно, выступала ВЕП. Рифтогенез финальных стадий распада Колумбии фиксируется резким снижением значений $T_{Nd}(M)$ и $\varepsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах машакской свиты, «навышский» плюмовый эпизод выражен в Sm-Nd систематике менее отчетливо. Второй интервал отвечает RF_3 и V. На накопление осадков в области сочленения ЮУ и ВЕП последняя в это время все еще оказывала влияние, однако и ~950–930 млн. лет назад, и во время накопления отложений укской свиты (~730 млн. лет назад), и в конце верхнего венда (~550–545 млн. лет назад) существенную роль играли принципиально иные, нежели чем на этапе I, комплексы пород-источников тонкой алюмосиликокластики. Этот вывод согласуется и с данными изучения U-Pb-изотопных возрастов ОЦ.

ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ЛЕТОПИСИ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

П.В. Медведев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия

Интервал 2,5 – 2,0 млрд. лет был временем значительных перемен в истории Земли. Нарастание площади суперконтинента Кенорландии, начавшееся около 2,48 млрд. лет назад совпало с накоплением железистых формаций и бимодальным магматизмом на континентальных окраинах, что зафиксировано первыми мощными осадочными толщами на кратонах. После накопления железистых формаций рифтогенез сменяется процессом сжатия, проявившегося и на других архейских кратонах. Вскоре климат резко изменился, началось покровное оледенение, достигавшее низких широт и состоявшее из трех ледниковых эпох. Рост содержания кислорода в атмосфере совпал с этим оледенением. Зрелые песчаники, красноцветы и обогащённые алюминием глинистые породы свидетельствуют о значительном химическом выветривании на континентах после парниковых условий в меж - и постледниковые. Осадочные толщи возрастом 2,22 – 2,10 млрд. лет включают в себя карбонатные породы с аномально высокими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$, указывающими на значительное отклонение в изотопном составе морской воды. Конец изотопной аномалии углерода в интервале 2,11 – 2,06 млрд. лет совпадает с накоплением марганца, фосфоритов, железистых формаций и углеродистых сланцев, вероятно, связанных с развитием океанических бассейнов. Этот временной интервал совпадает с окончательным расколом Кенорландии.

Гуронское глобальное оледенение (2450 – 2220 млн. лет назад), внезапно начавшееся после стабильных климатических условий, является первым значительным биосферным событием в раннем палеопротерозое. На Фенноскандинавском щите с гуронским оледенением традиционно связывают полимиктовые конгломераты и ленточные сланцы сарилийского надгоризонта. Предположение о гляциогенном происхождении этих образований, высказанное в начале 20 века П. Эскола позднее подтвердилось находками диамиктитов и друпстоунов, свидетельствующих об участии в осадконакоплении ледниковых процессов.

«Великое окислительное событие». Данные по изотопии S, свидетельствующие об исчезновении масс-независимых меток осадочных сульфидов, доказывают существенное увеличение содержания кислорода в атмосфере в интервале от 2450 - 2320 млн. лет, приблизительно совпадающим по времени с гуронским оледенением. Аномально высокие продуктивность и темпы захоронения органического углерода, вызванные значительным ростом содержания кислорода, отражены в ломагунди - ятулийском изотопном событии. Положительная изотопная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, первоначально считалась причиной «великого окислительного события», но в настоящее время начало резкого роста кислорода по данным масс-независимой изотопии серы удревнено (2330 – 2060 млн. лет). Дополнительным доказательством существования «великого окислительного события» являются породы с возрастом около 2100 млн. лет, в изобилии содержащие сингенетический барит и псевдоморфозы по сульфатам кальция. Наличие эвапоритов подразумевает, что приповерхностные воды были окислены, и что сульфаты начали накапливаться вблизи поверхности моря. Эвапориты возрастом около двух миллиардов лет были найдены в Онежском

палеопротерозойском бассейне (Карелия) в результате бурения Онежской параметрической скважины глубиной 3,5 км [1]. Изученная геологами 800-метровая последовательность пластов, располагающаяся на глубине от двух до трех тысяч метров, включала в себя три пачки (снизу вверх): 100-метровая галитовая, 500-метровая ангидрит-магнезитовая и 200-метровая магнезит-доломитовая. Проанализировав химический состав эвапоритовых минералов, в частности концентрацию изотопов серы в ангидрите, удалось получить данные о концентрации сульфатов в морской воде два миллиарда лет назад [3]. Сульфатов в древнем океане было не меньше 10 $\mu\text{моль/кг}$. Эта концентрация соответствует 23% окислительной способности современного океана.

Людикийское черносланцевое событие (феномен «Шуныга»). Наиболее значимое накопление органического вещества (ОВ) и, соответственно, образование гигантского объема нефти произошло около 2 млрд. лет назад сразу после ломагунди – ятулийского события [4]. Это событие фиксируется практически на всех архейских кратонах. Феномен «Шуныга» проявляется в гигантском накоплении биогенного ОВ и в последующем его перераспределении путем генерации и миграции углеводородов, а также за счет переотложения как первичного, так и новообразованного ОВ [2]. Многочисленные данные позволяют предположить, что наиболее вероятным источником ОВ являлись планктонные микроорганизмы, а причинами беспрецедентного по масштабу его накопления были высокая биопродуктивность и благоприятные условия сохранности, при которых не происходило полное окисление ОВ до CO_2 .

Сопоставление осадочных толщ докембрия затруднено вследствие несовершенства возрастных определений границ стратиграфических подразделений. Преодолеть эту трудность можно с помощью событийно-стратиграфического метода, основанного на выделении толщ, маркирующих глобальные события. Такой подход особенно полезен для палеопротерозоя, поскольку в интервале от 2.5 до 2.0 млрд. лет назад экзосфера Земли испытала целый ряд кардинальных тектонических, климатических и биогеохимических изменений, зафиксированных в геологической летописи как глобальные события.

ЛИТЕРАТУРА

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / под ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. – 431 с.
2. Филиппов М.М., Лохов К.И. Синхронность развития палеопротерозойского феномена «Шуныга» в бассейнах-аналогах / М.М. Филиппов, К.И. Лохов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63. – Вып. 3. – С. 363–393.
3. Blättler C.L. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation / C.L. Blättler, M.W. Claire, A.R. Prave, K. Kirsimäe, J.A. Higgins, P.V. Medvedev, A.E. Romashkin, D.V. Rychanchik, A.L. Zerkle, K. Paiste, T. Kreitsmann, I.L. Millar, J.A. Hayles, H. Bao, A.V. Turchyn, M.R. Warke, A. Lepland // Science. – 2018. – V. 360. – P. 320–323.
4. Melezhik V.A. Giant Palaeoproterozoic petrified oil field in the Onega Basin / V.A. Melezhik, A.E. Fallick, M.M. Filippov, Y.E. Deines, A.E. Črne, A. Lepland, A.T. Brasier, H. Strauss // Reading the archive of earth's oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences. – Heidelberg: Springer. – V. 3. – P. 1202–1212.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КОДИНСКОЙ И УСТЬКОДИНСКОЙ СВИТ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

О.Ю. Мельничук

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Песчаные породы играют немаловажную роль в разрезах верхнедевонских карбонатно-терригенной кодинской (верхний фран) и преимущественно терригенной устькодинской (фамен) свит: мощность каждой из них составляет порядка 1000 м, при этом песчаники участвуют в строении практически каждой из толщ и пачек, слагающих свиты и преобладают в толщах II (63 м), IV (145 м) и VII (150 м) кодинской свиты и в пачках V–VIII (136 м) устькодинской свиты (подробнее см. [1] и ссылки в ней, а также [4]). В первом случае верхнефранские песчаные отложения формировались в основном в области фронтальной части дельты и проксимальных обстановках мелководно-морской равнины, в том числе экстрабассейновыми гиперпикнальными потоками. Во втором – в проксимальных и медиальных частях глубоководного конуса выноса в пределах каналов и намывных валов. Рассматриваемые породы имеют разнообразный гранулометрический состав, однако преобладают мелко- и среднезернистые разности.

Песчаники обеих свит по петрографическому составу отвечают петрокластическим кварц-полевошпатовым грауваккам. Содержание зёрен кварца в них составляет порядка 10–30% от суммы главных аллотигенных компонентов, полевых шпатов (преимущественно средних и кислых плагиоклазов) – 25–35%, обломков пород (ОП) – до 65%. Среди последних преобладают кислые, основные и средние вулканыты, намного реже встречаются интрузивные разности (гранодиориты, диориты), а также серпентиниты и полностью хлоритизированные обломки вулканического стекла (?). Обломки метаморфических и осадочных пород составляют не более 15–20% от общего количества ОП. В основном это кварциты и микрокварциты, присутствуют слюдяные сланцы и аргиллиты; количество обломков кремней варьирует от 5 до 10%. При этом в составе фаменских песчаников выше содержание обломков магматических пород (примерно на 10–15%), а среди них шире распространены основные/средние породы. Реже встречаются кварциты, микрокварциты и серпентиниты.

Среди акцессорных минералов в составе песчаников присутствуют циркон, хромовая шпинель, апатит, эпидот, альмандин и роговая обманка, редко авгит, магнетит и сфен, в единичных образцах – актинолит и рутил [1]. Наличие некоторых из них указывает на относительную близость источников сноса к бассейну осадконакопления.

Аллотигенные компоненты сцементированы в основном хлоритом и гидрослюдой либо кальцитом. Крайне редко встречается каолинит (?). Тип распределения цемента поровый, реже – базальный. Характерно, что в цементе песчаников полностью отсутствует монтмориллонит и образования ряда гидрослюда–монтмориллонит, развитые на определенных уровнях в глинистых породах рассматриваемых толщ. Среди ново- и преобразований следует отметить неравномерную, подчас достаточно сильную регенерацию зёрен кварца и плагиоклаза, серицитизацию плагиоклаза, хлоритизацию и деформацию чешуек слюд, хлоритизацию и ожелезнение вулканического стекла, регенерацию эпидота, окремнение и пиритизацию по трещинам.

По геохимическим характеристикам верхнефранские и фаменские песчаники достаточно близки – обогащены Sc, Ni, Co и Cr относительно PAAS (постархейского австралийского сланца), Eu, Tb и Lu относительно фанерозойского кратонного песчаника (ФКП), и обеднены тяжелыми РЗЭ относительно хондрита. В дополнение, наблюдается обеднение рассматриваемых песчаников (как относительно ФКП, так и относительно PAAS) Rb, Ba, Th, Zr, Hf, Yb, Nb и некоторыми элементами из группы легких РЗЭ. В целом, подобное распределение малых элементов характерно для песчаников, образованных за счет разрушения магматических пород преимущественно основного состава, что несколько противоречит их петрографическим характеристикам. Преобладание среди обломков пород магматических компонентов сказывается и на положении фигуративных точек песчаников на многомерной диаграмме $DF_{(A-P)M}$, предназначенной для диагностики тектонических обстановок, – точки в целом сосредоточены в поле активных континентальных окраин.

Крайне интересным представляется тот факт, что по своему геохимическому облику, а также по минеральному составу рассматриваемые песчаники похожи на псаммиты западного типа разреза зилаирской серии Южного Урала, сформировавшиеся за счет размыва микроконтинента Уралтау, в частности, на породы нижней подсвиты биягодинской свиты [3].

Перечисленные выше особенности вещественного состава песчаников кодинской и устькодинской свит позволяют предполагать, что (1) рассматриваемые отложения формировались из материала, возникшего при размыве магматических и метаморфических массивов на поверхности блока континентальной коры (микроконтинента?), (2) перенос аллотигенных компонентов был относительно недалеким, и (3) перед поднятием на дневную поверхность породы претерпели изменения характерные для стадии позднего катагенеза.

Автор выражает искреннюю благодарность Л.В. Бадида за помощь в интерпретации «набора» акцессорных минералов.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфимов Л.В. Петрография франских терригенных образований Урала / Л.В. Анфимов, Е.В. Силантьев // Литология главнейших типов осадочных пород франского яруса Урала. – Екатеринбург: УНЦ АН СССР, 1975. – С. 4–35.
2. Мельничук О.Ю. Краткая геологическая история фран-фаменских отложений кодинского блока Алапаевско-Теченской зоны (Средний Урал, Восточно-Уральская мегазона) / О.Ю. Мельничук // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: материалы VI Всерос. молодёж. геол. конф. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2018. – С. 17–21.
3. Мельничук О.Ю. К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале / О.Ю. Мельничук, А.М. Фазлиахметов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. – Пермь: ПГНИУ, 2017. – № 20. – С. 148–155.
4. Наседкина В.А. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала / В.А. Наседкина, Г.Г. Зенкова // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. – С. 51–74.

СОВРЕМЕННЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Е.А. Меньшикова

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

В современных условиях к разнообразным факторам, определяющим генетическую природу и минеральный состав природных осадков, образующихся на поверхности Земного шара и на дне океанов и морей, добавился еще один – техногенная деятельность человека [1]. Центрами активного влияния человека на природные процессы осадконакопления, прежде всего, являются горнодобывающие районы, где сосредоточено множество добывающих и перерабатывающих предприятий с мощной инфраструктурой обслуживания. Согласно результатам проведенных исследований в зонах градопромышленных агломераций интенсивно формируется новый генетический тип осадочных образований – природно-техногенные осадки [2]. Источниками вещества являются как природные, так и искусственные минеральные частицы. В формировании осадков участвуют природные процессы и техногенная деятельность человека.

Важнейшими характеристиками природно-техногенных осадков являются техногенная ассоциация компонентов и техногенно-геохимические ассоциации элементов, которые определяются характером производственной деятельности территории. Так наиболее широко распространенными видами техногенных компонентов в составе современных осадков рек на территории промышленных центров Уральского региона являются шлаковые частицы, обломки строительных материалов (кирпич, битум) и искусственных продуктов (фольга, полимерные материалы, стекло, резина), уголь, металлическая стружка, магнитные сферулы.

Среди указанных частиц техногенного происхождения в природно-техногенных осадках особую роль играют магнитные сферулы [3]. Указанные образования легко выделяются в лабораторных условиях в процессе магнитной сепарации и удобны для использования в ходе литомониторинговых исследований. Морфологически схожие образования имеют также эндогенное происхождение и связаны с интрузивными и эффузивными процессами, поступают на земную поверхность с космическим веществом. Источниками техногенных магнитных сферул являются в основном предприятия металлургического и коксохимического профиля, муниципальные объекты.

Природно-техногенная седиментация отличается своеобразием процессов интеграции техногенных компонентов в осадках, которые приводят к смешению в их составе разнородного материала, поступившего из разных источников и процессов дифференциации техногенных частиц, которые приводят к закономерному их перераспределению в литолого-фациальных типах осадков.

Характерным примером указанных процессов является территория Кизеловского угольного бассейна (Пермский край). Отходы горного и обогатительного процесса складировались вблизи шахт в отвалах, активно использовались при планировке местности, дорожном строительстве. Углистые частицы обладают высокой миграционной способностью и способны перемещаться воздушными и водными потоками на большие расстояния. Основным источником углистых частиц в донных отложениях рек Кизеловского угольного бассейна являются отходы угледобычи, размещаемые по берегам рек. Миграция вещества отвалов осуществляется в составе донных и особенно взвешенных наносов. Среди выделенных разновидностей наибольшую опасность представляют углистые частицы, включающие пирит [4]. Именно последние являются своего рода

транспортерами минерала, содержащего токсичные элементы (As, Co, Ni, Zn, Sb, Se), на огромные расстояния, измеряемые сотнями километров.

Для рассматриваемой территории характерны процессы современного природно-техногенного минералообразования. В речных осадках в местах впадения самоизливов шахтных вод и ниже по течению наблюдается снижение содержания основных минералов естественной ассоциации, за счет увеличения содержания вторичных минералов (гетита, лепидокрокита, ярозита, базальюминита, копиапита) и рентгеноаморфного вещества. На отдельных участках длительное существование самопроизвольного излива высокоминерализованных кислых шахтных вод на поверхность привело к интенсивному минералообразованию сульфатов и гидроксидов железа с образованием морфологических форм, характерных для известко-туфовых построек, формирующихся на участках выхода гидротермальных и углекислых подземных вод [5].

Поступательный процесс трансформации осадконакопления в условиях интенсификации техногенного воздействия отражает и изменение вещественного состава отложений верхней части разреза городских территорий [6], которое неразрывно связанного с ростом населения, развитием его материальной культуры, техники и производства.

Таким образом, изучение процессов природно-техногенного седиментогенеза имеет важное теоретическое и практическое значение. Теоретическое значение связано с прогнозированием будущего осадочной оболочки Земли, решением проблемы эволюции осадочного процесса в условиях интенсификации техногенного воздействия. Практическое значение связано с решением экологических проблем отдельных территорий, возможным использованием природно-техногенных осадков в качестве полезных ископаемых. Крупномасштабные процессы техногенного преобразования приповерхностной части литосферы в пределах крупных городских агломераций и горнодобывающих территорий приводят к формированию сложно устроенного покрова осадочных отложений, которые могут рассматриваться как самостоятельная осадочная формация [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (задание 5.6881.2017/8.9).

ЛИТЕРАТУРА

1. Осовецкий Б.М. Природно-техногенные осадки / Б.М. Осовецкий, Е.А. Меньшикова. – Пермь, 2006. – 208 с.
2. Осовецкий Б.М. Природно-техногенный седиментогенез / Б.М. Осовецкий, Е.А. Меньшикова // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат. 5-го Всероссийского литологического совещания. – Екатеринбург, 2008. – С.133-136.
3. Меньшикова Е.А. Магнитные сферулы природно-техногенных осадков / Е.А. Меньшикова, Б.М. Осовецкий // Современные проблемы науки и образования. – 2015. – № 1. – URL: <http://www.science-education.ru/121-18203>.
4. Меньшикова Е.А. Угlistые частицы в окружающей среде / Е.А. Меньшикова, Б.М. Осовецкий // Проблемы региональной экологии. – 2014. – № 5. – С. 83-88.
5. Меньшикова Е.А. Природно-техногенное минералообразование на участке самоизлива шахтных вод в Кизеловском угольном бассейне / Е.А. Меньшикова, С.М. Блинов // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минералогия: материалы 11 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 174-176.
6. Меньшикова Е.А. Экологическое состояние грунтов городских территорий Пермского края / Е.А. Меньшикова, В.И. Ждакаев // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Прикладная экология. Урбанистика. – 2017. – № 4 (28). – С. 124-132.
7. Несмеянов С.А. Техногенные образования как геологическая формация / С.А. Несмеянов, О.А. Воейкова, А.А. Каздым, В.И. Макаров // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2009. – № 5. – С. 387-398.

ЛАНТАНОИДЫ В ИЗВЕСТНЯКАХ ПОГРАНИЧНОГО C₁/C₂ НА ЮЖНОМ И СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Г.А. Мизенс, С.А. Дуб

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

К рубежу раннего и среднего карбона, был приурочен один из глобальных биотических кризисов, известный под названием «малое массовое вымирание» [1]. Предполагается, что кризис был связан с резким похолоданием климата и падением уровня Мирового океана. По этой причине упомянутый рубеж вызывает повышенный интерес. В том числе и в отношении Южного и Среднего Урала, где в верхней части серпуховского и нижней башкирского ярусов распространены карбонатные толщи. Характер распределения химических элементов в них может рассматриваться как дополнительный индикатор условий осадконакопления в упомянутый интервал времени. С этой целью было проанализировано поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в известняках из 9 разрезов восточного и двух – западного склона Урала.

Концентрация и распределение РЗЭ в пределах опробованных карбонатных разрезов в целом изменчивые. Тем не менее, некоторые закономерности прослеживаются. Так, содержание лантаноидов в рассматриваемых известняках колеблется в основном от 0,4 до 14 г/т. При этом низкие содержания свойственны, главным образом, известнякам восточного склона Южного Урала (средние значения за редкими исключениями от 0,9 до 2,7 г/т). Относительно низкая (в среднем 3,9 г/т) концентрация РЗЭ наблюдается и в разрезе на р. Реж на Среднем Урале, в то время как в известняках, вскрытых карьером на р. Исеть имеют место значительные колебания этой величины, что, возможно, определяется неравномерной примесью силикатного материала, в первую очередь частиц вулканического пепла [3]. Кроме того, в непосредственной близости от границы отмечаются существенная доломитизация и окремнение пород, а также высокие концентрации железа и марганца, что могло повлиять на первичное распределение лантаноидов. На западном склоне Урала в известняках обоих разрезов средняя концентрация лантаноидов относительно невысокая (4,7 и 4,9 г/т).

В некоторых разрезах прослеживаются различия в содержании лантаноидов из известняков серпуховского и башкирского ярусов. Наиболее отчетливо это видно в разрезе на р. Реж (Средний Урал), а также в разрезах западного склона Урала, где на границе упомянутых ярусов наблюдается более или менее отчетливо выраженный перерыв в осадконакоплении. В то же время на востоке Южного Урала эти различия гораздо менее выражены. В целом, более высокие концентрации РЗЭ в породах башкирского яруса по сравнению с серпуховским могут свидетельствовать о возрастании роли источников терригенного материала на рубеже раннего и среднего карбона (возможно в связи с попаданием их в области размыва из-за понижения уровня моря).

Обращает на себя внимание, что среди спектров РЗЭ выделяется несколько разновидностей, различающихся по соотношению легких и тяжелых элементов и по характеру аномалии европия и церия.

Как было отмечено Е.Ф. Летниковой [2], контролируемыми факторами в распределении РЗЭ в валовых пробах известняков является также физико-химические и геодинамические особенности обстановок седиментогенеза. Последние отражаются в соотношении легких и тяжелых лантаноидов (LREE/HREE). Однако, выводы, полученные на Урале на основании схемы Е.Ф. Летниковой, не в полной мере согласуются с геологическими данными. Так, предполагается, что

карбонаты восточного склона Урала осаждались в остаточном бассейне, который в свое время образовался на активной окраине, следовательно, все разрезы восточного склона Урала должны были характеризоваться отношением LREE/HREE на уровне 4-2. Однако, часть обнажений известняков Среднего Урала из этой закономерности выпадает. Карбонаты западного склона Урала являются эпиконтинентальными образованиями и могут быть сопоставлены с отложениями, принадлежащими пассивной окраине континента. В то же время по соотношению LREE/HREE разрез Бражка попадает в поле активной окраины, а разрез Аскын только частично оказывается в поле пассивной окраины (отношение LREE/HREE: 2,5-6). Таким образом, отмеченные закономерности, вероятно, не в полной мере применимы к относительно «чистым» известнякам.

Для большинства изученных образцов характерна практически одинаковая (0,6-0,7) Eu-аномалия. Лишь в некоторых разрезах (в основном на востоке Среднего Урала) встречаются также более глубокие (до 0,5) и менее выраженные (0,7-0,8) аномалии. Такие значения Eu/Eu* в целом могут быть связаны с источниками терригенной примеси в карбонатных породах, а также отчасти обусловлены характерной для морской воды положительной аномалией гадолиния.

Подавляющее большинство изученных карбонатов характеризуется глубокими отрицательными цериевыми аномалиями. Такая ситуация типична для отложений, сформировавшихся в равновесии с морской водой, характеризующейся дефицитом церия [4]. Известно, что последний возникает в окисгенированных водах и определяется количеством растворённого кислорода [5]. Следовательно, рассматриваемые отложения в основном накапливались в богатой кислородом среде. Лишь для известняков отдельных разрезов (на рр. Исеть и Кунара) характерна не очень глубокая аномалия (0,62-0,95), свидетельствующая об обстановках осадконакопления близких к субоксидным.

Исследования выполнены в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН и темы АААА-А18-118052590031-9 (комплексная программа фундаментальных исследований УрО РАН 18-5-5-11).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С. Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов / А.С. Алексеев // Вестн. Моск. Ун-та Сер. 4. Геология. – 2000. – № 5. – С. 6-14.
2. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере Южного складчатого обрамления Сибирской платформы) / Е.Ф. Летникова // ДАН. – 2003. – Т. 393. – № 2. – С. 235-240.
3. Мизенс Г.А. Граница нижнего и среднего карбона на востоке Урала по изотопно-геохронологическим данным / Г.А. Мизенс, Т.И. Степанова, С.А. Дуб, А.Б. Кузнецов // ДАН. – 2017. – Т. 477. – № 1. – С. 61-66.
4. Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.
5. Tostevin R. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings / R. Tostevin, G.A. Shields, G.M. Tarbuck, T. He, M.O. Clarkson, R.A. Wood // Chem. Geol. – 2016. – No 438. – P. 146-162.

СТАДИЙНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ДЕВОНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ЕЕ ПРИСВОДОВОЙ ЧАСТИ

А.В. Милаш

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Девонское осадконакопление на Восточно-Европейской платформе рассматривалось в работах [1, 7], на Воронежской антеклизе (ВА) – в монографиях [4, 5], для её юго-восточной части – в работе [3], а также освещено во многих других публикациях. Вместе с тем моделирования процессов осадконакопления по основным этапам девонского времени до последнего времени не проводилось. Такая попытка предпринята в настоящей статье.

Прослеживая смену фаций в девонских отложениях, можно выделить следующие этапы осадконакопления – эйфельский, живетский, ранне-среднефранский и позднефранско-фаменский. Отложения последнего этапа на исследуемой территории представлены континентальными образованиями мамонской песчано-каолиновой толщи [6] и в данной работе рассматриваться не будут. В разрезе каждого из этапов выделяются 4 стадии развития бассейна: трансгрессивная, инундационная, регрессивная и эмерсивная.

В **эйфельском** этапе стадия начала трансгрессии (соответствующая морсовскому времени) не рассматривается, так как отложения этого стратиграфического подразделения практически отсутствуют на юго-востоке ВА. По данным авторов [2, 5], севернее исследуемой территории в морсовское время господствовали континентальные и лагунные условия с аридным климатом, сменившиеся прибрежно-морскими. Максимум трансгрессии в эйфельском веке пришелся на мосоловское время. В целом разрез мосоловских отложений можно разделить на две пачки. Нижняя терригенная пачка соответствует стадии начала трансгрессии, продолжающейся с морсовского времени. Верхняя карбонатная – инундационной стадии. Эта пачка образовалась в позднемосоловское время, которое ознаменовалось дальнейшим наступлением моря и формированием известняков. На начало черныярского времени приходится регрессивная стадия, на конец – эмерсивная, в которую происходит размыв ранее сформировавшихся отложений.

Трансгрессивная стадия **живетского** этапа соответствует воробьевскому времени, которое характеризуется преимущественно прибрежно-морским осадконакоплением. Состав пород и их распространение свидетельствует о начале в воробьевское время морской трансгрессии в юго-западном направлении. Инундационная стадия пришлась на ардатовское время. Это наиболее обширная трансгрессия не только для живетского века, но и для всего девона. Данная стадия характеризуется максимальными площадями распространения морских фаций. Регрессивная стадия соответствует муллинскому времени. Отложения представлены алевроито-глинистыми породами. Анализ фациальных обстановок показывает, что осадконакопление происходило в обширном мелком морском водоеме со слабой гидродинамикой среды. Конец муллинского времени отвечает эмерсивной стадии.

Ястребовское время является стадией начала трансгрессии для **ранне-среднефранского** этапа осадконакопления. Оно ознаменовалось проявлением эксплозивной вулканической деятельности. Отложения представлены преимущественно песчаниками и глинами с подчиненными прослоями алевролитов. Это время терригенного, прибрежно- и мелководно-морского осадконакопления. В

начале чаплыгинского времени произошла локальная регрессия, на что указывает большое количество осадков, накопление которых происходило в лагунах, а также в условиях приморских болот. Конец чаплыгинского времени ознаменовался новой трансгрессией, которая отмечается сменой вверх по разрезу переходных фаций прибрежно-морскими.

В целом для трансгрессивной и регрессивной стадий характерно разнообразие литологических типов пород. Инундационная стадия отличается компенсиремым осадконакоплением, максимальными площадями распространения морских отложений и относительной однородностью разреза на значительной территории. Эмерсивная – преобладанием процессов размыва над процессами осадконакопления. Но при всех общих чертах той или иной стадии, они имеют и различия. Для каждого этапа характерна своя специфика, обусловленная его климатическими условиями, интенсивностью тектонических движений, проявляющихся через рельеф, наличием или отсутствием вулканической деятельности. Геодинамические процессы протекают непрерывно, однако смена тектонических условий в осадках и стадийность не всегда четко выражены из-за наложения на крупные этапы этапов более высоких порядков [7]. Общая последовательность тектонических движений сохраняется, так же как и общая последовательность стадий развития, присущая каждому этапу. Вместе с тем даже в пределах каждого из них этот процесс идет неравномерно. На общем фоне погружений в трансгрессивную, да и в инундационную стадии могут происходить кратковременные воздымания. Вследствие этого в разрезе появляются нетипичные для данной стадии отложения и следы перерывов. Особенно четко это наблюдается в инундационной стадии, когда в однообразной толще преимущественно глинистых пород появляются песчаные разности. Но при дальнейшем изучении и использовании иерархии более высоких порядков, в каждой из стадий можно будет выделить подстадии, которым будут соответствовать эти «нетипичные» образования.

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

ЛИТЕРАТУРА

1. Иголкина Н.С. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы / Н.С. Иголкина, В.П. Кириков, Г.Г. Кочин и др. – Л.: Недра, 1986. – 168 с.
2. Мануковский С.В. Морские отложения Воронежской антеклизы / С.В. Мануковский // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2000. – № 9. – С. 66–75.
3. Милаш А.В. Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А.В. Милаш, А.Д. Савко // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2017. – Вып. 100. – 131 с.
4. Родионова Г.Д. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы / Г.Д. Родионова, В.Т. Умнова, Л.И. Кононова и др. – М., 1995. – 265 с.
5. Савко А.Д. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.И. Мизин и др. // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. – Вып. 3. – 201 с.
6. Савко А.Д. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, Л.Т. Шевырев // Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2009. – Вып. 53. – 112 с.
7. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы / С.В. Тихомиров. – М.: Недра, 1995. – 445 с.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ОЗЕРА ГРАНД (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

П.С. Минюк, С.С. Бурнатный

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

Озеро Гранд находится в Магаданской области (51°53' E, 60°44' N), входит в группу Эликчанских озер, расположенных на водоразделе Арктического и Тихоокеанского бассейнов. Глубина его достигает 22.5 м, длина – 4 км, ширина – до 1.3 км. В озеро впадает несколько мелких ручьев, вытекает – р. Маймаджа (Яма). Окружающие озеро горы с максимальными абсолютными отметками 1200–1500 м сложены меловыми вулканогенными и юрскими осадочными породами, сложенными вулканомиктовыми песчаниками. Вулканические породы доминируют и представлены преимущественно риолитами и их туфами. Продукты выветривания этих пород являются главным источником обломочного материала, поступающего в озеро. Озеро Гранд является важным палеоклиматическим архивом, охватывающим несколько ледниково-межледниковых циклов за последние 60 тыс. лет.

Характер озерного осадконакопления отличался во время ледниковых и межледниковых стадий. Для осадков холодных стадий МИС2 и МИС4 характерны повышенные концентрации TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr, низкие содержания Na_2O , K_2O , низкие величины магнитной восприимчивости, слоистость осадков, наличие сульфидов и фосфатов железа, отсутствие биотурбаций [1]. Для осадков теплых стадий (МИС3 и, частично, МИС1) отмечается обратная закономерность. Осадки теплых климатических стадий массивные и более грубозернистые. Предполагается, что климат являлся доминирующим фактором, контролирующим транспортировку, сортировку и накопление материала в озере. При холодном климате предполагается наличие круглогодичного ледяного покрова на озере. В летнее время оттаивание было лишь в узкой прибрежной полосе по периферии озера. В настоящее время такое состояние льда на озере Гранд отмечается для конца мая-начала июня. Наличие льда препятствовало поступлению грубого материала в центральные части бассейна, перемешиванию воды, газообмену, вызывая аноксидные обстановки. Во время теплого климата (МИС3), ледовый покров был сезонный, активность ручьев, впадающих в озеро, а также эрозия склонов возрастали. В летнее время грубозернистый обломочный материал мог достигать центральных частей бассейна. В настоящее время песчано-гравийные отложения в бассейне распространены шлейфом вблизи устьев ручьев. Биогенное осадконакопление свойственно второй половине голоцена. Содержание кремнезема в осадках этого времени достигает 92%. Часть кремнезема связана с диатомеями, увеличение количества створок и таксонов которых совпадает с резким увеличением содержания SiO_2 [2]. Этот же интервал характеризуется интенсивным накоплением органики, где потери при прокаливании составляют до 35%.

Для выяснения связи геохимических и магнитных характеристик озерных осадков с источниками сноса исследованы делювиальные отложения в окрестностях озера. Отобранные пробы делювия представляют собой продукты выветривания риолитов и их туфов. Каждая проба разделена на фракции 2500, 500, 250, 140, 100, 63, 40, 20 и 1 мкм, в которых определены породообразующие и редкие элементы, магнитные свойства, магнитные минералы. Установлено, что концентрации элементов и магнитные параметры зависят от размера частиц делювия. Содержание титана и магния, величин потерь при прокаливании направленно увеличиваются с уменьшением размера фракции (до 40 мкм), содержание железа и

алюминия резко увеличивается в двух последних самых тонких фракциях. Концентрации натрия и кремния убывают с уменьшением размера частиц делювия. Химический индекс изменений (CIA) максимальный для самых тонких фракций (рисунок). Магнитная восприимчивость, намагниченность насыщения делювия максимальны во фракциях 40 мкм и уменьшаются в более тонких фракциях. Состав обломочных магнитных минералов делювия и озерных осадков идентичен (магнетит, титаномагнетит). В делювии распространены гидроокислы железа. Для делювия и озерных осадков, по данным энерго-дисперсионной спектроскопии, характерна трещиноватость магнитных зерен, обусловленная низкотемпературным окислением (маггемитизацией). Лито-геохимические и магнитные характеристики делювиальных разностей хорошо согласуются с материалами по осадкам озера.

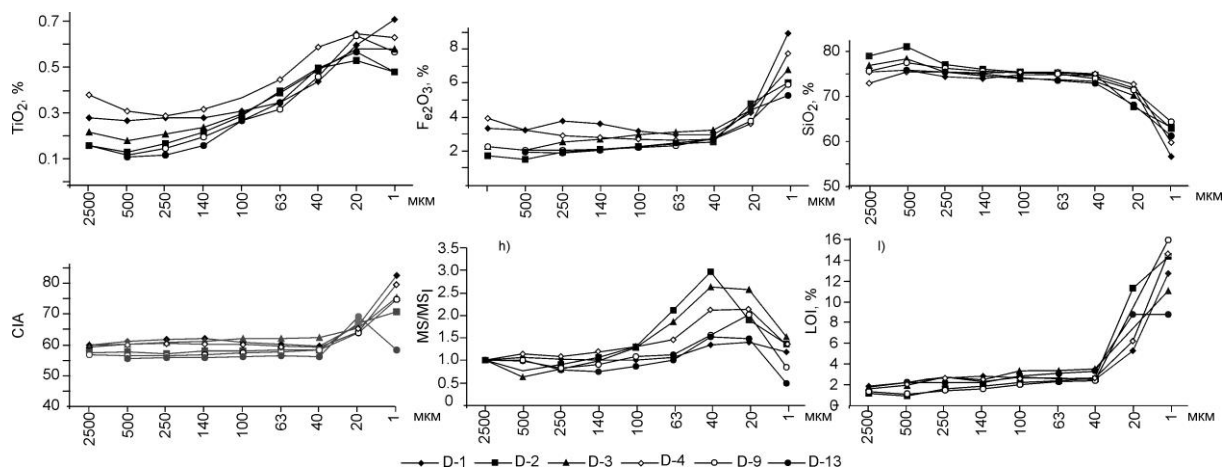


Рисунок. Зависимость содержаний TiO_2 , Fe_2O_3 , SiO_2 и величин магнитной восприимчивости (MS), потерь при прокаливании (LOI), индекса химического изменения (CIA) от размера фракций делювия. Символами показаны номера образцов

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00477).

ЛИТЕРАТУРА

1. Минюк П.С. Геохимия осадков озера Гранд, Северо-Восток России / П.С. Минюк, В.Я. Борходоев // Геохимия. – 2016. – № 9. – С. 841–851.
2. Черепанова М.В. Диатомовые водоросли оз. Эликчан (Северное Приохотье) и их значение для реконструкции развития экосистемы озера за последние 70 тыс. лет / М.В. Черепанова, А.С. Авраменко, П.М. Андерсон, А.В. Ложкин, П.С. Минюк, В.С. Пушкарь // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013. – № 1. – С. 3–15.

СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА В ОСАДКАХ ОЗЕР ВОСТОКА РОССИИ

П.С. Минюк, С.С. Бурнатный

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

Сульфиды железа являются одним из важнейших индикаторов аноксидных условий морского и озерного осадконакопления. Объектами исследований являлись прибрежные озера Курильских островов, ледниковые озера Магаданской области, кратерное озеро Эльгыгитгын. Наиболее распространенным минералом в осадках озер является пирит (FeS_2), реже встречается грейгит (Fe_3S_4). Сульфидные минералы исследовались термомагнитными, оптическими и минералогическими методами на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS-3 (AGICO), на приборе Qemscan (Австралия), включающем растровый микроскоп EVO-50 с энергодисперсионной системой Quantax Espirit (Bruker), на микро-рентгеноспектральном анализаторе CAMEBAX с приставкой INCA (Oxford),

Термомагнитные исследования показывают, что при нагреве пирита образуются магнетит, отраженный на кривых нагрева ростом магнитной восприимчивости (МВ) после 420–450°C и ее спадом около точки Кюри магнетита, а также моноклинный пирротин, выраженный на кривых остывания МВ(Т) резким пиком при ~ 320°C [3]. Пирротинový пик является наиболее существенным признаком наличия пирита, хотя при прогреве осадков с незначительным содержанием пирита он не выражен.

Микроскопические исследования слайдов в проходящем свете показывают, что сульфиды находятся в виде отдельных сферул и стяжений. Некоторые из них расположены в диатомеях, часто в виде цепочек, редкие имеют кубическую форму (рисунок). Исследования препаратов на приборах QemScan и CAMEBAX выявили, что сферулы представлены фрамбоидами диаметром от нескольких до десятков микрон и состоят, главным образом, из железа и серы, с примесью алюминия и кремния [1, 2]. Соотношение железа к сере близкое к стехиометрическому пириту.

Грейгит является сульфидным аналогом магнетита [4]. Минерал редко встречается в озерных осадках Востока России. В единичных пробах он найден в виде землистых скоплений в осадках озер Гранд (151°53' Е, 60°44' N), Черное (151°44' Е, 61°01' N) и Эльгыгитгын (172°05' Е, 67°30' N). Диагностируется по магнитным свойствам, термокаппаметрии, энерго-дисперсионной спектроскопии.

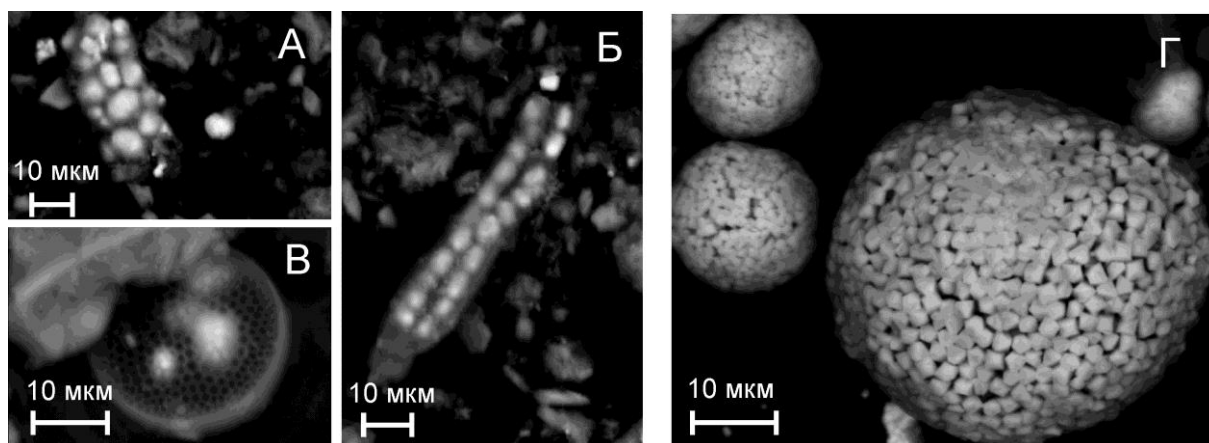


Рисунок. Пирит в створках диатомей из осадков оз. Малое (А–В) и фрамбоидальный пирит Тальских озер (Г). Изображения в обратно рассеянных электронах.

Осадки многих голоценовых прибрежных озер Курильского архипелага представлены солоноводными (лагунными) и пресноводными фациями. Сульфиды железа распространены в лагунных отложениях, являясь их минералогическим признаком. Отложения лагун установлены в разрезах озер Малое и Касатка (о. Итуруп), оз. Токатан (о. Уруп), оз. Пернатое (о. Парамушир) и свидетельствуют о повышении уровня моря.

В континентальной части Магаданской области осадки, содержащие сульфиды железа, выявлены в озерах Гранд, Черное и Тальских озерах (152°20' Е, 61°08' N). В озере Гранд сульфиды железа приурочены к отложениям холодных климатических стадий (МИС2 и МИС 4). Предполагается, что при холодном климате существовал круглогодичный ледяной покров на озере. В летнее время оттаивание было лишь в узкой прибрежной полосе по периферии озера. В настоящее время такое состояние льда на озере Гранд отмечается для конца мая-начала июня. Наличие льда препятствовало перемешиванию воды, газообмену, вызывая аноксидные обстановки благоприятные для накопления сульфидов железа.

Другой генезис сульфидов предполагается в голоценовых Тальских озерах. Сульфиды в этих озерах, видимо, связаны с минерализацией и представлены фрамбоидальными формами. Вблизи озер расположены минеральные источники, сами озера содержат сульфидные лечебные грязи с концентрацией сульфатной и сульфидной серы более 1%. Видимо такой же генезис имеют сульфиды (пирит, грейгит) оз. Черное. Озеро расположено во впадине, осадки которой обнажены в береговых обрывах и содержат сульфидную минерализацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00477).

ЛИТЕРАТУРА

1. Минюк П.С. Геохимия осадков озера Гранд, Северо-Восток России / П.С. Минюк, В.Я. Борходоев // Геохимия. – 2016. – № 9. – С. 841–851.
2. Минюк П.С. Петромагнитные свойства осадков озера Пернатое (остров Парамушир, Курильская гряда) как показатели изменений условий осадконакопления / П.С. Минюк, Т.В. Субботникова, П.М. Андерсон, А.В. Ложкин // Физика Земли. – 2013. – № 1. – С. 1–10.
3. Минюк П.С. Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России / П.С. Минюк, Е.Э. Тюкова, Т.В. Субботникова, А.Ю. Казанский, А.П. Федотов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 4. – С. 601–614.
4. Roberts A.P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4): an update / A.P. Roberts, L. Chang, Ch.J. Rowan, Ch.-Sh. Horng, F. Florindo // Rev. Geophys. – 2011. – V. 49. – P. 1–46.

МИКРОБИАЛЬНО-ИНДУЦИРОВАННОЕ ОСАЖДЕНИЕ ДОЛОМИТА И ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ КАШИРСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ЗАПАДА БАШКОРТОСТАНА

Р.В. Мирнов, Ю.В. Мирнова

РН-БашНИПИнефть, Уфа, Россия

В последние годы за рубежом активно развивается новое направление науки – геомикробиология [5]. За счет широкого применения новых методов исследования, в том числе растровой электронной микроскопии с высокой разрешающей способностью, появляются все новые доказательства прямого или опосредованного влияния бактерий на осаждение различных минералов [1]. По новым экспериментальным данным, а также по результатам наблюдения за современными процессами осадконакопления, установлено, что бактерии могут осаждать доломит, магнезит, фосфорит, глинистые, кремнистые и другие минералы [3, 4, 6, 7].

Объектом исследования являются доломиты каширского горизонта среднего карбона северо-запада республики Башкортостан, которые характеризуются высокой пористостью и низкой проницаемостью. Ранее эти доломиты выделяли под названием «пелитоморфные». Этот термин неверно характеризует структуру пород и противоречит столь высоким значениям пористости, достигающим до 25 % и более.

При изучении керн скважин было выявлено, что микропоровые доломиты приурочены к верхним частям обмеляющихся вверх циклитов и переслаиваются с брекчиями обрушения, строматолитовыми корками, в разрезе присутствуют уровни палеопочв, следы корневой биотурбации.

По результатам исследования пород на растровом электронном микроскопе были обнаружены многочисленные тончайшие нитевидные реликты цианобактерий, обвивающие идиоморфные кристаллы доломита. В единичных образцах встречены более крупные образования (размером до 100 мкм) с клеточным строением, сложенные иллитом. Доля содержания иллита в образцах колеблется от 1-2% до 5%.

Предположительно, доломит и глинистые минералы являются первично образованными на стенках клеток бактерий, а изучаемые породы следует относить не к пелитоморфным, а к органогенным микробиальным доломитам («леиолитам»).

Вероятно, в каширское время на территории северо-запада Башкортостана существовали приподнятые участки эпиконтинентального бассейна с ограниченным водообменом, где накапливались, главным образом, осадки лагунного типа. В таких условиях, при испарении морской воды, могли возникать повышенные концентрации катионов магния. Там развивались фототрофные сообщества, представляющие собой плавающие в воде скопления мелких «агрегатов» бактерии и цианобактерии. Такие сообщества не образовывали плотных матов, а напротив, представляли собой рыхлую биомассу, что обусловило первично высокую пористость осадка [2].

Таким образом, высокопористые доломиты каширского горизонта северо-запада Башкортостана являются свидетельством микробиально индуцированного осаждения первичного доломита и глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В.Г. Литология микробиолитов / В.Г. Кузнецов // Вестник РАН. – 2015. – Т. 85. – № 12. – С. 1092–1102.
2. Самылина О.С. Участие альго-бактериального сообщества в формировании современных строматолитов в Петуховском содовом озере (Алтайский край) / О.С. Самылина, Л.В. Зайцева, М.А. Синетова // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 6. – С. 92-101.
3. Braithwaite C. Living hydromagnesite stromatolites from Turkey / C. Braithwaite, V. Zedef // Sedimentary Geology. – 1996. – V. 106(3-4). – p. 309.

4. Hailiang Dong. Clay-microbe interactions and implications for environmental mitigation / Dong Hailiang // *Elements: an international magazine of mineralogy, geochemistry, and petrology*. – 2012. – V. 8. – No 2. – P. 113-118.
5. Konhauser K. *Introduction to Geomicrobiology* / K. Konhauser. – Blackwell publishing, 2007. – 425 p.
- 6 Van Lith Y. Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation / Y. Van Lith, R. Warthman, C. Vasconcelos, J.A. McKenzie // *Sedimentology*. – 2003. – No 2.
7. Warthmann R. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments / R. Warthmann, Y. van Lith, C. Vasconcelos // *Geology*. – 2000. – V. 28. – P. 1091–1094.

РАННЕМЕЛОВЫЕ КАЛЬЦИТОВЫЕ ПСЕВДОМОРФОЗЫ СВИТЫ КАРОЛИНЕФЬЕЛЛЕТ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

К.Ю. Михайлова¹, В.Б. Ершова¹, М.А. Рогов², Б.Г. Покровский²

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

Климат раннемелового периода принято считать парниковым, однако в последнее время находится все больше подтверждений тому, что этот период неоднократно прерывался похолоданиями или даже оледенениями [4]. В пользу похолодания климата свидетельствуют как результаты изучения изотопного состава кислорода в раковинах моллюсков и фораминифер, так и данные палеоботаники, присутствие дропстоунов, а также находки кальцитовых псевдоморфоз – глендонитов, которые рассматриваются как индикатор холодного климата. Настоящее исследование посвящено изучению карбонатных псевдоморфоз, отобранных из аптских отложений арх. Шпицберген, свиты Каролинефьеллет (Carolinefjellet). В начале мелового периода арх. Шпицберген был расположен в высоких северных широтах ($>60^\circ$ с.ш.) и омывался водами Баренцева моря. До раннего апта на исследуемой территории преобладали дельтовые обстановки осадконакопления. В течении апта-альба повышение уровня моря и трансгрессия привели к отложению шельфовых аргиллитов, алевролитов и песчаников свиты Каролинефьеллет. [3]. Для свиты также характерно присутствие шарообразных карбонатных конкреций ('cannon balls') и кальцитовых псевдоморфоз (глендонитов), которые встречаются на разных уровнях [5]. Осадконакопление происходило преимущественно в условиях открытого морского шельфа, ниже поверхности штормовых волн [5].

Изучаемые псевдоморфозы представлены глендонитами - звездчатыми агрегатами кристаллов кальцита диаметром 2,5-5 см и одиночными дипирамидальными кристаллами длиной 0,6-2 см. Глендониты образуются по метастабильному гексагидрату карбоната кальция – икаиту. Икаит стабилен при температуре $<7^\circ\text{C}$ и при повышении температуры разрушается. Наличие ингибиторов роста кальцита и арагонита, таких как магний, сульфат, фосфор и гиперщелочность приводит к тому, что икаит может образовываться и при более высоких температурах ($12-15^\circ\text{C}$ в лабораторных условиях), однако природными находками это подтверждено не было [5].

Для изучения изотопного состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) псевдоморфоз последние были истерты в пудру. Измерение проводилось на масс-спектрометре Delta V Advanced в комплексе с элементным анализатором «Thermoelectron» и установкой Gas-Bench-II. Для анализа углерода и кислорода никакой предварительной обработки образцов не проводилось. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$ [1].

По соотношению изотопов углерода и кислорода становится возможным предположить условия формирования первичного минерала псевдоморфоз – икаита. Известно два геохимических процесса, ответственные за его рост: органотрофическая и метанотрофическая сульфат-редукции. В первом случае, при разложении органического вещества ожидается изотопный состав углерода, изменяющийся от $-13,3\text{‰}$ до $-30,9\text{‰}$. При метанотрофической сульфат-редукции наблюдается сильно заниженный изотопный состав углерода: от -30‰ до -110‰ . Соотношение изотопного состава углерода в исследуемых аптских глендонитовых конкрециях варьируется от $-25,9$ до $-28,0\text{‰}$ V-PDB. Данные значения близки к

метанотрофической сульфат-редукции, однако никаких седиментологических следов метанового просачивания обнаружено не было (например, карбонатные сипы). Соотношение изотопов кислорода для изучаемых глендонитов варьируется от -3,9 до -5,6‰ V-PDB, что означает, что источником $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ является метеорная вода.

Заключение. По результатам исследований было установлено два типа кальцитовых псевдоморфоз из аптских отложений арх. Шпицбергена: одиночные кристаллы длиной 0,6-2 см и конкреции диаметром 2,5-5 см. Углерод при формировании глендонитов поступал при разложении органического вещества без выделения метана; источник кислорода – морская вода. Изотопно-геохимические характеристики изученных псевдоморфоз позволяют предположить, что они являются индикаторами холодного климата. Это позволяет заключить что, несмотря на в целом теплый климат в раннемеловое время существовали эпизоды похолодания, один из которых пришелся на позднеаптское время. Это подтверждают результаты исследований изотопного состава кислорода у позднеаптских белемнитов Воконтского бассейна [2], а также реконструкции колебаний температуры поверхностных вод методом TEX86[3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев А.В. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика на северо-западе Русской плиты / А.В. Зайцев, Б.Г. Покровский // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 3. – С. 283-291.
2. Bodin S. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous / S. Bodin, P. Meissner, N.M. Janssen, T. Steuber, J. Mutterlose // Glob.Planet.Change. – 2015. – V. 133. – P. 238–253.
3. McAnena A. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period / A. McAnena, S.F.P. Hofmann, J.O. Herrie, A. Griesand, J. Pross, H.M. Talbot, J. Rethemeyer, K. Wallmann, T. Wagner // Nat. Geosci. – 2013. – V. 6. – P. 558–556.
4. Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic / G.D. Price // Earth Sci. Rev. – 1999. – V. 48 (3). – P. 183-210.
5. Vickers M.L. The duration and magnitude of Cretaceous cool events: Evidence from the northern high latitudes / M.L. Vickers, G.D. Price, R.M. Jerrett, P. Sutton, M.P. Watkinson, M. Fitz Patrick // Geol. Soc. Am. Bul. – 2019. – P.1-16.

ВОЗРАСТ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕПЛОВОГО ПРОСЛОЯ АЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (U-Pb LA-ICP-MS)

Е.А. Михеева¹, Е.И. Демонтерова¹, В.Б. Хубанов²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт геологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Иркутский угольный бассейн находится на юге Сибирской платформы. В настоящее время для отложений бассейна действует стратиграфическая шкала принятая в 1981 году, с выделением черемховской, присаянской и кудинской свит [6]. По биостратиграфическим данным предполагается, что накопление осадков в бассейне происходило с тоара по байос [8] или с плинсбаха по аален [7], т.е. согласно современной геохронологической шкале в интервале не более, чем от 190 до 170 млн. лет. В разное время в отложениях Иркутского угольного бассейна выделили вулканогенные и вулканогенно-осадочные прослои. Впервые данные породы описаны в 70-х годах [3, 4]. Их наличие также установлено последующими геолого-съёмочными работами и тематическими исследованиями [1, 5, 7]. В нашей работе мы представляем данные по датированию U-Pb методом LA-ICP-MS акцессорных цирконов из вулканогенно-осадочных прослоев Азейского угольного месторождения (вблизи г. Тулун).

Горизонты вулканогенных пород отмечают в отложениях всех свит и их аналогах. Обычно они залегают в виде линз, прослоев и горизонтов максимальной мощностью до 18 м (в отложениях кудинской, самой молодой свиты) [7], и имеют наибольшее распространение в юго-восточной части Иркутского бассейна. По данным исследования Азейского угольного месторождения обосновано вулканогенное происхождение тонштейнов (глинистых прослоев большой протяженности в угленосных пластах) [1].

С целью выявления вулканогенно-осадочных пород для последующего датирования нами исследован разрез на Азейском угольном месторождении. Разрез представлен слабосцементированными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями (промышленной мощности) черемховской свиты. В разрабатываемом угольном пласте опробован глинистый прослой мощностью до 0.3 м большой протяженностью. По данным дифракционного анализа глина представлена каолинитом. Данный прослой нами определен как тонштейн. Образование тонштейна происходило одновременно с образованием угольных пластов и связывается с каолинизацией вулканического пепла. Тонштейны Азейского месторождения обогащены рядом элементов: REE, Y, Zr, Hf, U, Th, Ta, Sn, Ga, Cu, Pb, Se, Hg, Sb, and Te [2], их пирокластическое происхождение доказано в работах [1; 9]. Считается, что исходным веществом тонштейнов были пеплы кислого состава [1].

Для датирования U-Pb методом LA-ICP-MS, из тонштейна выделены акцессорные цирконы. Выделение акцессорных цирконов с последующей подготовкой их к U-Pb датированию проведено на базе ЦКП ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск). Датирование проводилось в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Цирконы представлены длиннопризматическими (игольчатыми), неокатаными, бесцветными зёрнами, реже встречаются бесцветные изометричные зёрна, которые скорее всего являются обломками длиннопризматических зёрен. Всего продатировано 110 зёрен, из которых

16 анализов характеризуются дискордантностью более 10%. Оставшиеся 94 анализа укладываются во временной интервал от 171.8 до 196.8 млн. лет. Полученные данные для цирконов охватывают временной интервал в 25 млн. лет. Рассчитанный U-Pb возраст по конкордии (94 анализа) составляет 185.14 ± 0.41 млн. лет, и говорит о том, что угленакопление происходило в синемюре, а не в плинсбахе, как считалось ранее [6, 7 и др.].

По имеющимся на настоящий момент данным можно говорить о том, что пирокластический материал в отложениях Иркутского угольного бассейна преимущественно имел кислый (риолитовый, дацитовый) состав с возможными переходами к более средним разностям. Исходя из геодинамических условий развития региона в юрское время, мы предполагаем вулканизм Забайкалья в качестве наиболее возможного источника пирокластике. Если считать источниками пирокластического материала именно Забайкалье, то он распространялся на максимальную дальность от 500 до 700 км. Подобные дальности характерны для мощных эксплозивных вулканов, обычно связанных с обстановками активных континентальных окраин.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 18-35-00216).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арбузов С.И. Природа тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна / С.И. Арбузов, А.В. Волостнов, С.С. Ильенко, В.И. Рыбалко // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 89-97.
2. Ильенко С.С. Геохимия элементов-примесей в углях Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна: дисс... канд. геол.-мин. наук / С.С. Ильенко. – Томск: НИ ТПУ, 2018. – 207 с.
3. Кизияров Г.П. Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна / Г.П. Кизияров, С.М. Мешалкин // Геология и геофизика. – 1978. – № 2. – С. 138-141.
4. Кизияров Г.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Прииркутской впадины / Г.П. Кизияров, С.М. Мешалкин, Л.П. Лосева // Геология и геофизика. – 1983. – № 3. – С. 150.
5. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000: Серия Ангарская, Лист N-48-XXXIII / ВСЕГЕИ. – Москва, 1999. – 206 с.
6. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (МСК СССР). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. – 91 с.
7. Скобло В.М. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция) / В.М. Скобло, Н.А. Лямина, А.Ф. Руднев, И.В. Лузина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 332 с.
8. Фролов А.О. Реконструкция среднеюрской пойменной растительности по результатам исследования фитоориктоценозов из Присянской свиты (Иркутский угленосный бассейн) / А.О. Фролов, И.М. Мащук // Известия ИГУ. Сер. Биология. Экология. – 2013. – Т. 6. – № 2. – С. 50–57.
9. Arbuzov S.I. Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) / S.I. Arbuzov, A.M. Mezhibor, D.A. Spears, S.S. Ilenok, M.V. Shaldybin, E.V. Belaya // International Journal of Coal Geology. – 2016. – V. 152. – P. 99-111.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД ГОРИЗОНТА ЛОНМАСИ НИЖНЕГО СИЛУРА СЫЧУАНЬСКОЙ ВПАДИНЫ ПЛАТФОРМЫ ЯНЦЗЫ КИТАЯ И СЕМИЛУКСКОГО ГОРИЗОНТА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.П. Морозов¹, Цзинь Чжицзюнь², Лян Синьпин², Э.А. Королев¹, А.Н. Кольчугин¹,
А.А. Ескин¹, Е.М. Нуриева¹, А.В. Низамова¹, А.С. Хаюзкин¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

²Научно-исследовательский институт по разведке и разработке нефти СИНОПЕК, Пекин, Китай

В Китае и России в связи с истощением традиционных ресурсов углеводородного сырья в настоящее время уделяется большое внимание поискам, разведке и эксплуатации относительно нового источника сырья – углеводородов нефтематеринских пород. Последние относятся к нетрадиционным ресурсам углеводородного сырья и ввод их в эксплуатацию предопределяет высокую степень их минералогического, литологического и геохимического изучения.

Объектами настоящих исследований служили нефтематеринские отложения горизонта Логмасы нижнего силура Сычуаньской депрессии и семилукского (доманикового) горизонта франского яруса верхнего девона Волго-Уральского региона Восточно-Европейской платформы. Следует сказать, что, если нефтематеринские породы Сычуаньской депрессии в настоящее время активно эксплуатируются как газовые месторождения, то нефтематеринские породы Восточно-Европейской платформы эксплуатируются весьма в небольшом объеме как нефтяные залежи.

Обзор геологии нефтематеринских пород Сычуаньской депрессии и Волго-Уральского региона показывает их некоторую общность. Она заключается в следующем:

- нефтематеринские толщи, обогащенные органическим веществом, накапливались в бескислородной и низкоэнергетичной водной среде и в довольно глубоководных условиях;
- органическое вещество по природе является сапропелиевым;
- одним из основных породообразующих минералов обоих нефтематеринских толщ является кварц (халцедон);
- в толщах отмечается повышенное содержание многих металлов, что связывают с влиянием эндогенного фактора на их формирование.

Важным, на наш взгляд, отличительным признаком изучаемых отложений является их геологическое положение. Нефтематеринские породы Сычуаньской депрессии располагаются среди карбонатно-терригенных отложений, тогда как нефтематеринские породы Волго-Уральского региона развиты среди карбонатных отложений. Поэтому можно предположить, что в составе пород китайских образцов можно ожидать минералы, привнесенные из более древних отложений, а в составе российских образцов такие минералы должны отсутствовать.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на хорошую изученность сланцевых толщ горизонта Лонмасы депрессии Сычуань и доманиковых отложений востока Восточно-Европейской платформы, в литературе недостаточно строго показана уникальность таких объектов, связанная с источниками поступления материала при их седиментогенезе. Остаются неясными вопросы о роли эндогенного фактора в формировании таких отложений и причинах повышенного содержания в них органического вещества.

В качестве материала для исследования служили образцы керна. Для проведения аналитических работ использовались представительные образцы, являющиеся типичными для изучаемых толщ. Для их исследования использовались следующие методы: оптико-микроскопический анализ, рентгенографический анализ, рентгенофлуоресцентный анализ, синхронный термический анализ, пиролиз по методу RockEval.

Основной минерал нефтематеринских пород горизонта Лонмасы Сычуаньской депрессии и семилукского (доманикового) горизонта Волго-Уральского региона является кварц (халцедон). Это установлено рентгенографическим анализом. Однако халцедон не следует считать терригенным (обломочным) минералом. Судя по приведенным результатам синхронного термического анализа, он по своим теплофизическим свойствам аналогичен гидротермально-осадочному халцедону яшм или халцедону кремнистых пород органогенной природы.

Однако, так как в изученных образцах доля органических остатков весьма мала, можно принять, что этот минерал образовался вследствие излияния глубинных флюидов на морское дно. А механизм его осаждения был биогенным. Может быть, изначально при седиментогенезе этот минерал являлся опалом, а при катагенезе он преобразовался в халцедон.

Обнаруженные прямые зависимости между содержанием халцедона и содержанием общего органического вещества, а также присутствием в породах биофильных химических элементов позволяют сделать следующий вывод. Повышенное содержание органического вещества в изученных нефтематеринских породах обусловлено присутствием в излившихся глубинных флюидах не только кремнезема и других химических компонентов, но и биофильных химических элементов, которые привели к массовому развитию биоты и, соответственно, накоплению органического вещества в виде сапропеля при седиментогенезе.

Присутствующее в изученных нефтематеринских породах органическое вещество находится на различных стадиях зрелости. Это доказывается пиролитическими исследованиями методом RockEval по параметру T_{max} . К тому же по результатам синхронного термического анализа в образцах нефтематеринских пород Сычуаньской депрессии легкие углеводороды преобладают над тяжелыми, а в образцах Волго-Уральского региона наблюдается обратная картина. Отсюда следует, что нефтематеринские породы Волго-Уральского региона достигли лишь начала главной фазы нефтеобразования, тогда как нефтематеринские породы Сычуаньской депрессии прошли фазу нефтегенерации и достигли фазы газообразования. Поэтому последние эксплуатируются преимущественно как газовые залежи. А нефтематеринские породы Волго-Уральского региона следует рассматривать в качестве потенциально нефтяных месторождений.

ПРИРОДА ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ ШЕМИНСКОГО ГОРИЗОНТА: РОЛЬ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

А.И. Муллакаев, Р.Р. Хасанов

Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань, Россия

Битумонасыщенные породы на территории Республики Татарстан распространены довольно широко. Выделяется ряд стратиграфических интервалов, в которых обнаружены битумопроявления. К наиболее значимым относят нижнеказанский карбонатный и уфимский терригенный битумоносные комплексы. Последний является объектом промышленной разработки. Продуктивным является шешминский горизонт уфимского яруса пермской системы. Горизонт представлен песками и песчаниками разной степени цементации, косослоистыми, граувакковыми серо- и красноцветными. В минеральном составе преобладают обломки эффузивных горных пород, кварца и полевых шпатов. Цемент представлен, в основном, кальцитом, реже аутигенным доломитом. В битумонасыщенных интервалах широко развита пиритизация. По форме залегания это линейно-вытянутые в северо-западном направлении цепочки последовательных гряд. В свою очередь, цепочки субпараллельны друг другу. В тектоническом отношении расположены на западном склоне Южно-Татарского свода, моноклинально погружающегося в направлении Мелекесской впадины (рис).



Рисунок. Положение области развития битумонасыщенных песков и песчаников на западном склоне Южно-Татарского свода

Характерной чертой битумонасыщенного интервала шешминского горизонта является литологическая неоднородность. Во-первых, в шешминском горизонте выделяется две пачки: нижняя песчано-глинистая и верхняя песчаная. Такое разделение, по нашим данным, обусловлено фаціальным изменением условий седиментации. Сначала, вследствие сноса обломочного материала с разрушающихся в пермское время Уральских гор, в субаквальной среде формировалась единая песчано-глинистая моласса. Затем море отступило и обнажило верхнюю часть горизонта на дневную поверхность. Причиной регрессии моря в пермское время могла послужить тектоническая активизация фундамента, что также стало толчком к формированию Южно-Татарского свода, на тот момент

еще не выделявшегося на фоне соседних структур. Под действием ветра произошло формирование характерных форм рельефа, возникающих в прибрежных пустынях [1]. Климат на изучаемой территории был аридным и благоприятным для развития эоловых процессов. Известно, что в пермское время область исследования находилась на широте примерно 20°-25° северного полушария [2], что в современных координатах соответствует территории северной Африки и Аравийского полуострова. Общепринятая модель формирования песчаных тел предполагает, что они являются баровыми песчаниками. Характерно, что при аридном климате, в случае формирования прибрежных валов, между валом и береговой линией формируется забаровая лагуна, в пределах которой начинают формироваться отложения эвапоритов. Однако, эвапориты не встречаются в терригенной толще шешминского горизонта на данной территории. Кроме этого, с позиции барового генезиса трудно объяснить деление горизонта на песчано-глинистую и песчаную пачку.

Дальнейшая история развития литологической неоднородности связана с постседиментационным этапом развития изучаемой толщи. В период формирования Южно-Татарского свода происходили мощнейшие тектонические волнения территории. Вероятнее всего, именно трещины, возникшие в местах релаксации тектонического напряжения, становились каналами миграции углеводородных флюидов из нижележащих богатых нефтью отложений карбона и еще более значительных отложений девона Ромашкинского месторождения. Периодические внедрения углеводородов в шешминский горизонт привело к тому, что вероятнее всего было несколько этапов стабилизации системы и формирования ВНК. Как известно, зона ВНК характеризуется зоной цементации ниже контакта. Периодическое внедрение флюидов привело к тому, что внутри насыщенного пласта мы наблюдаем реликты палео ВНК в виде крепких сцементированных кальцитом линз [3]. На фоне тектонических движений пространственное положение карбонатных линз менялось вместе со всей толщей. В конечном итоге это привело к тому, что в настоящий момент становится довольно трудно предсказать появление карбонатных линз. Это большая проблема для нефтяников. Битумы добываются по методике парогравитационного дренирования, а карбонатные линзы препятствуют равномерному распределению пара в паровой камере.

Таким образом, история развития шешминского горизонта довольно сложная. Современный облик и форма залегания сформировались в результате влияния множество факторов - от изменения фациальных условий осадконакопления до тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Муллакаев А.И. Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) / А.И. Муллакаев, Р.Р. Хасанов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2019. – Т. 161. – Кн. 1. – С. 128–140.
2. Khasanov R.R. Paleogeographic factors of the formation of Permian reservoir rocks of bitumen deposits in the east of the Russian plate (Russia) / R.R. Khasanov, A.I. Mullakaev // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. – 2016. – V. 1. – P. 469-474.
3. Муллакаев А.И. Тектонические причины неравномерного распределения зон цементации в продуктивной части битуминозных песчаников шешминского горизонта Южно-Татарского свода / А.И. Муллакаев, А.Н. Делев, С.А. Усманов, В.А. Судаков, Р.Р. Хасанов // Нефтяное хозяйство. – 2018. – № 2. – С. 23-25.

КАЛЬКРЕТЫ ИЗ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Ф.А. Муравьев, В.В. Силантьев, Н.М. Хасанова, Э.З. Юнусова

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Калькреды представляют собой приповерхностные почвенные образования, состоящие из карбоната кальция, они образуются в засушливых районах в результате испарения грунтовых вод, насыщенных карбонатами. Калькреды встречаются в различных формах от порошкообразного до твердого – нодулярного и массивного. Обычно они образуются в пределах зоны аэрации, рост калькредов происходит строго снизу вверх [3]. Формирование калькредов происходит в почвенном профиле при непосредственном влиянии атмосферы и метеорных вод, поэтому они могут нести важную информацию о палеоклиматических условиях [1].

Пермо-триасовые палеопочвы Оренбургского Приуралья, сформированные на красноцветных терригенных осадках, в настоящее время изучены во многих опорных разрезах региона с точки зрения общей эволюции карбонатонакопления в контексте климатических и палеогеографических изменений на границе перми и триаса [1, 2]. В данной работе приводятся предварительные результаты детального изучения двух палеопочвенных профилей (калькредов) вятского яруса верхней перми для уточнения локальных особенности их формирования и сравнительной характеристики.

Профили калькредов из разреза Боевая Гора мощностью 1,0 м и разреза Туембетка мощностью 2,2 м были опробованы с шагом 30 см. Методы исследований включали макроскопическое описание, оптическую микроскопию, рентгеноструктурный анализ глинистой составляющей, электронный парамагнитный резонанс (ЭПР).

Калькред из разреза Туембетка относится к VI, наиболее зрелой, стадии развития [3] и представляет собой идеализированный профиль с полным набором структурно-генетических горизонтов (снизу вверх): карбонатная мука – нодулярный горизонт – призматический горизонт – массивный горизонт – брекчированный и оолитовый горизонты [3]. Вмещающими породами для данного калькрета служат красноцветные плотные комковатые алевролитистые глины. Основная масса калькрета представлена доломитовым микритом (2-5 мкм), в различной степени обохренным, комковатым, сильно биотурбированным, с зонами оглеения по корневым ходам. В верхнем, брекчированном, горизонте, порода разбита сетью коротких трещин, заполненных вторичным кристаллическим кальцитом, цементирующим угловатые обломки калькрета. Такое строение является показателем приповерхностного положения калькрета, который растрескивался вместе с вышележащей суглинистой почвой при сезонном усыхании.

Глинистая фракция почвоматеринской породы представлена иллитом, смектитом, хлоритом, кварцем, полевыми шпатами и анальцимом. Последний может служить показателем высокощелочных условий педогенеза, характерных для некоторых районов с континентальным засолением. По данным ЭПР-анализа, все карбонаты данного разреза представлены доломитом, в котором присутствуют парамагнитные центры Mn^{2+} , органические радикалы синегенетического ОВ (C_{600}), а также сульфатные ион-радикалы, принадлежащие ангидриту. Показатель заселенности Са- и Mg-позиций доломита ионами Mn^{2+} варьирует от 0,7 до 1,6, что можно объяснить высокой степенью пересыщения почвенных вод доломитом и его быстрой кристаллизацией. Несмотря на отсутствие биогенных структур на

микроскопическом уровне, наличие органических радикалов в доломите позволяет предположить участие микробиальных сообществ в его формировании.

Калькрет из разреза Боевая Гора относится к IV стадии развития [3], его профиль представлен снизу вверх постепенной сменой доломитистого алевролита доломитовым алевролитом и доломитовым калькретом с небольшой примесью алевроитового материала. Все породы содержат корневые ходы и сильно биотурбированы, карбонатность увеличивается от 17% в нижней части до 80 % в верхней части профиля.

Состав глинистой фракции почвоматеринских пород аналогичен таковому из разреза Туембетка, карбонатное вещество также представлено доломитовым микритом. Парамагнитные центры в доломитах данного профиля представлены Mn^{2+} с низкими (0,8-1,8) показателями заселенности Са- и Mg-позиций, а также Fe^{2+} ; органические радикалы, а также сульфатные ион-радикалы ангидрита практически отсутствуют.

Различное строение и мощности двух изученных профилей калькретов объясняются не только разной степенью их зрелости, но и особенностями осадконакопления на территориях их развития. Профиль разреза Боевая Гора формировался одновременно с накоплением алевроитового осадка на территории, периодически затапливаемой паводковыми водами, испытывающей слабые тектонические опускания. Именно этим объясняется отсутствие в профиле нодулярного горизонта и постепенное увеличение карбонатности вверх по профилю. Калькрет из разреза Туембетка формировался на плоской, относительно приподнятой и тектонически стабильной территории, достигнув максимальной степени зрелости.

Формирование изученных калькретов происходило в условиях аридного климата (трещины усыхания, наличие ангидрита) и высокощелочной обстановки почвенных вод. Биогенный фактор их формирования требует дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kearsey T. The origin and significance of pedogenic dolomite from the Upper Permian of the South Urals of Russia / T. Kearsey, R.J. Twitchett, A.J. Newell // *Geological Magazine*. – 2012. – V. 149 (2). – P. 291–307.
2. Newell A.J. Calcretes, fluviolacustrine sediments and subsidence patterns in Permo-Triassic salt-walled minibasins of the South Urals, Russia / A.J. Newell, M.J. Benton, T. Kearsey, G. Taylor, R.J. Twitchett, V.P. Tverdochlebov // *Sedimentology*. – 2012. – V. 59. – P. 1659–1676.
3. Wright V.P. Calcrete / V.P. Wright // In: Nash, D., McLaren, S. (Eds). *Geochemical Sediments and Landscapes*. – Oxford: Wiley-Blackwell, UK, 2007. – P. 10-45.

ЕМКОСТНЫЕ И МИГРАЦИОННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Р.Х. Мусин, Е.А. Емшанов, А.Р. Галиева, Т.Г. Кудбанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Верхняя часть разреза востока Русской плиты представлена комплексами полифациальных пермских и преимущественно континентальных терригенных плиоцен-четвертичных отложений. Их мощность достигает 300-400 м. Они во многом определяют геоэкологические условия и сырьевой потенциал огромной территории. Наиболее востребованными являются ресурсы пресных подземных вод (ПВ). В связи с этим весьма актуальным является выявление основных ёмкостных и миграционных параметров преобладающих пород разреза. Характер и основные факторы фильтрационной анизотропии определены для водопроводящей части разреза нижнеказанского водоносного комплекса в Восточно-Закамском регионе Республики Татарстан, а параметры диффузии и сорбционной емкости – для слабопроницаемых пород Нижнекамской промышленной зоны.

Восточно-Закамский регион имеет площадь ~20000 км². Он широко известен активными разработками Ромашкинского, Ново-Елховского и др. нефтяных месторождений. Наиболее продуктивным элементом разреза в отношении пресных ПВ здесь является нижнеказанский водоносный комплекс. Он вскрывается в нижней части большей части речных долин региона и представлен ритмичным переслаиванием карбонатных и терригенных пород, формирующих прослои преобладающей мощностью 2-10 м. Полная мощность нижнеказанского комплекса достигает 80-90 м, а эффективная (водонасыщенная) обычно находится в пределах 20-40 м. Основными водовмещающими породами являются песчаники и известняки. Их фильтрационная способность выявлена на основе обработки данных 552 одиночных и кустовых откачек, в результате которой были получены 483 значения коэффициентов фильтрации (K_f) для песчаников и 343 – для известняков. K_f песчаников варьируют в пределах 0,003-150 м/сут, а известняков – 0,006-610 м/сут. Преобладающие значения для первых – до 10, а вторых – до 15 м/сут. Основные факторы фильтрационной анизотропии и наиболее характерные значения K_f водовмещающих пород нижнеказанского комплекса в любых условиях их залегания раскрыты в [4]. Эти закономерности позволили рассчитать ресурсный потенциал данного водоносного комплекса, а также некоторые другие гидрогеологические характеристики. Так авторские оценки естественных ресурсов пресных ПВ нижнеказанского комплекса составляют 1050,54 тыс. м³/сут, а модуль стока в современные речные долины – 1,29 л/с*км² [3]. Эти же параметры, выявленные в ходе проведения региональных работ по оценке ресурсного потенциала пресных ПВ в 1990-х начале 2000-х гг., составляют, соответственно, 1005,97 тыс. м³/сут и 1,32 л/с*км² (Кузнецов, 2002). Большое значение установленные факторы фильтрационной анизотропии водовмещающих пород нижнеказанского комплекса имеют для формирования геофильтрационных моделей, учитывая, что моделирование становится одним из основных методов исследования во многих областях геологии.

Для составления геомиграционных моделей необходимы данные по сорбционной емкости пород, параметрам их диффузии и дисперсии, и др. Часть этих параметров выявлена для почв и слабопроницаемых пород верхней части разреза Нижнекамской промышленной зоны. Она включает такие крупные предприятия нефтехимии и нефтепереработки, как ПАО «Нижнекамскнефтехим», ПАО «Нижнекамскшина», АО «ТАНЕКО», ОАО «ТАИФ-НК». Нижнекамская промзона

расположена в осевой части широкого залесённого водораздела с превышением над основной дренай – р. Камой – 150-160 м. Верхняя часть разреза здесь сложена комплексом карбонатно-терригенных пермских отложений в объёме уржумского (мощность 40-50 м) и казанского (150-160 м) ярусов. На большей части территории пермские отложения перекрыты четвертичным элювиально-делювиальным суглинистым покровом, мощность которого может достигать 10-20 м. Преобладание в разрезе глинистых пород во многом обуславливает значительные буферные (защитные) свойства геологической среды промзоны. Это определяет то, что за последние 40 лет не отмечается каких-либо негативных изменений в состоянии гидросферы района [2]. Сорбционная емкость слабопроницаемых пород (таблица) определена на основе сопоставления оптических плотностей холостого раствора метиленового голубого и раствора этого красителя, прореагировавшего с 1 граммом минерального вещества (метод Кульчицкого Л.И.), а коэффициент диффузии – по методу диффузионного насыщения хлористым натрием образцов в термостатированных запарафинированных трубках [1].

Таблица

Емкостные и диффузионные параметры пород Нижнекамской промзоны

Минеральный субстрат	Кол-во проб	Индекс возраста	Емкость поглощения, мг-экв/100 г	Площадь поверхности, м ² /г	Коэффициент диффузии, 10 ⁻⁵ м ² /сут
Почвы	8	Q	<u>9,39-13,86</u> 11,07±1,79	<u>53,7-79,3</u> 63,3±10,2	
Суглинки	7	Q	<u>9,7-16,79</u> 13,53±2,26	<u>55,5-96,0</u> 77,4±12,9	<u>1,405-1,63</u> 1,51±0,08
Пестроцветные глины	5	P ₂ kz-P ₂ ur	<u>6,93-14,01</u> 11,55±2,88	<u>39,6-80,2</u> 66,1±16,5	
Сероцветные глины	3	P ₂ kz	<u>7,08-10,32</u> 8,73±1,62	<u>40,5-59,0</u> 49,9±9,3	
Монтмориллонит	2		<u>12,32-19,1</u> 15,71±4,79	<u>70,5-109,2</u> 89,9±27,4	
Каолинит	2		<u>2,16-3,39</u> 2,77±0,87	<u>12,3-19,4</u> 15,9±5,0	
Гидрослюда	1		8,32	47,6	
Уголь активированный	1		18,17	103,9	

Примечание. В числителе приведены предельные значения, в знаменателе – среднее и стандартное отклонение, в 4-х последних строках отражён сравнительный материал.

ЛИТЕРАТУРА

1. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород: в 2-х т. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – Т. 2. – 370 с.
2. Мусин Р.Х. Трансформация состава природных вод в пределах одной из промышленных зон в Республике Татарстан / Р.Х. Мусин, А.Р. Галиева, Т.Г. Кудбанов // Новые идеи в науках о Земле: тезисы докладов XVI Междун. научн.- практ. конфер. – М.: МГРИ, 2019. – Т. 3. – С. 183-186.
3. Мусин Р.Х. Оценка ресурсов и масштаба геологической деятельности пресных подземных вод в нефтяном регионе Татарстана / Р.Х. Мусин, А.Р. Зайнуллин // Ресурсы подземных вод: Современные проблемы изучения и использования. – М.: МАКС Пресс, 2010. – С. 242-247.
4. Мусин Р.Х. Гидрогеологические исследования в нефтяном регионе Татарстана / Р.Х. Мусин, Р.З. Мусина // Нефть. Газ. Новации. – 2009. – № 9. – С. 28-38.

ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТАХ РАЗРАБАТЫВАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ

Р.З. Мухаметшин

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия
Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Пластовые системы и в первую очередь пласты-коллекторы продуктивных горизонтов в процессе выработки запасов нефти подвергаются воздействию физических полей и чуждых (закачиваемых) агентов. Результаты этого могут быть очевидны как с самого начала воздействия (изменения термобарических условий в пластах), так и по прошествии определенного отрезка времени. Ряд факторов, в том числе минералогического характера, может приводить к необратимым изменениям в пластах-коллекторах, что отражается на добычных возможностях скважин и степени достигаемой нефтеотдачи на залежах.

Как известно, залежь УВ – метастабильная, многокомпонентная система, формирующаяся в течение длительного геологического времени – многих сотен тысяч, миллионов лет. В течение этого времени между флюидами и пластом-коллектором происходят минералого-химические реакции различного типа (обменные, окислительно-восстановительные, гидратация-дегидратация), которые приводят к определенным изменениям состава и структуры породы. Наступает равновесие, которое отражает лито-минеральные и геохимические превращения в нефтяных пластах [2]. Нарушение равновесия происходит первыми же скважинами, вскрывшими залежь, и усугубляется в течение всего времени освоения и разработки (И.П. Жабрев, О.А. Черников, 1993). К завершающей стадии разработки, по авторитетному мнению Н.Н. Лисовского, М.М. Ивановой и др., запасы нефтяных залежей в комплексе заслуживают названия «супертрудноизвлекаемых», поскольку они осложнены предшествующими технологическими процессами.

Особенно велико влияние закачиваемых в пласт агентов и в первую очередь слабоминерализованных вод из поверхностных источников [4]. Так, в карбонатных пластах закачиваемая вода приводит к значительному перераспределению карбонатного материала в пласте из-за его ретроградной растворимости: вначале она будет способствовать растворению карбонатов, слагающих стенки пустот призабойной зоны, а затем его осаждению по мере нагревания вод в более удаленных от скважины участках [6]. Помимо этого, эксплуатирующие карбонатные коллекторы скважины подвергаются солянокислотным обработкам. Образование каналов растворения и изменения структуры порового пространства в пластах приводят к формированию приобретенной неоднородности, нефтенасыщенные породы принимают свойства трещинных коллекторов, что снижает нефтеизвлечение [1]. Исследования на месторождениях Припятского прогиба позволили установить протекание в продуктивных пластах широкомасштабных процессов растворения катагенетических галитовых и ангидритовых выполнений трещин, пор и каверн в процессе продвижения закачиваемых вод к добывающим скважинам. Так, в целом из межсолевой залежи Осташковичского месторождения вынесено более 1,2 млн. м³ галита, около 650 м³ ангидрита, и при этом из вод выпало 2,2 тыс. м³ кальцита [3].

В составе алевропесчаников, кроме собственно кластической и относительно инертной составляющей, необходимо выделять активную компоненту, которая представлена цементом породы [2]. Последняя имеет, как правило, сложный состав, связанный с условиями седиментации, диагенетических и постдиагенетических преобразований коллектора. Степень активности этой составляющей определяется

набором слагающих ее тонкодисперсных минералов. Как показано нашими исследованиями [2, 4, 5, 7], наиболее распространенными формами среди активной части коллектора являются глинистые минералы. Анализ экспериментальных данных показал существенные различия в составе и генетической природе тонкодисперсной компоненты терригенных коллекторов девона. Если согласно Т.Т. Клубовой (1970) для песчаников продуктивных пластов горизонтов Д₁ и Д₀ Ромашкинского месторождения до интенсивного техногенного воздействия наиболее типичной является простая, широко распространённая и соответствующая уровню мезо-катагенеза иллит-хлоритовая ассоциация с варьирующей от образца к образцу примесью каолинита с полным отсутствием монтмориллонита как самостоятельного минерала, то эффектом техногенного изменения минералогии тонкодисперсной фазы служит обратная трансформация гидрослюд в монтмориллонит [2]. Еще большая реакция тонкодисперсной фазы отмечается при использовании реагентов для увеличения нефтеотдачи [4, 7] (рисунок).

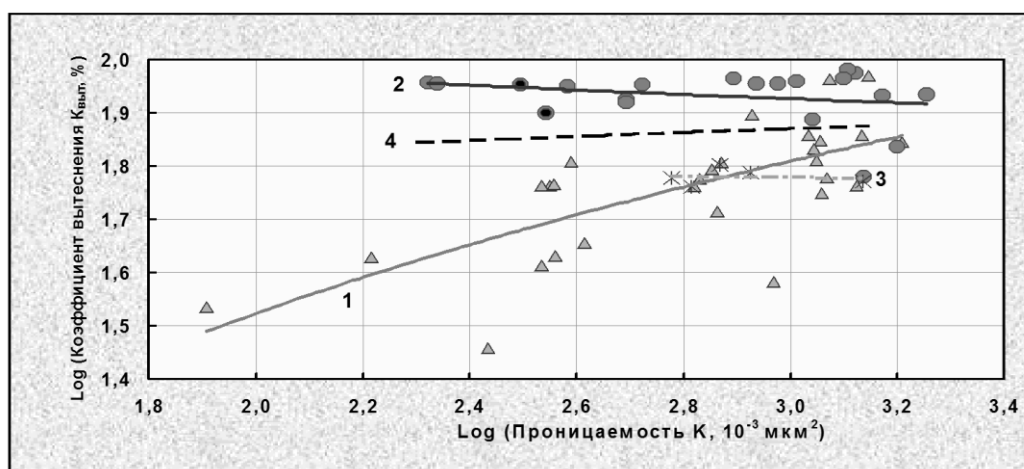


Рисунок. Зависимости коэффициента вытеснения нефти сточной водой и оторочкой водной дисперсией НПАВ от проницаемости. 1 – по данным моделирования на образцах керна из пластов опытных участков Зеленогорской и Миннибаевской площадей (вытеснение сточной водой), 2 – то же (вытеснение водной дисперсией АФ₉-6), 3 – то же, но на образцах пород Алькеевской площади (вытеснение раствором АФ₉-12), 4 – для образцов алевропесчаников из заводненных пластов горизонта Д₁ Ромашкинского месторождения (по Е.А. Юдинцеву, 1985)

ЛИТЕРАТУРА

1. Выжигин Г.Б. Повышение продуктивности низкопроницаемых карбонатных коллекторов изменением структуры порового пространства / Г.Б. Выжигин // Нефтяное хозяйство. – 1990. – № 3. – С. 37–39.
2. Изотов В.Г. Роль литологического фактора в прогнозе технологии разработки глинистых коллекторов / В.Г. Изотов, Л.М. Ситдикова, Р.З. Мухаметшин // Проблемы развития нефтяной промышленности Татарстана на поздней стадии освоения запасов: научно-практическая конференция. – Альметьевск: АО «Татнефть», 1994. – С. 46–48.
3. Муляк В.В. Гидрохимический контроль разработки нефтяных месторождений / В.В. Муляк // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – № 3. – С. 26–31.
4. Мухаметшин Р.З. Геологические основы эффективного освоения и извлечения трудноизвлекаемых запасов нефти: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. Наук / Р.З. Мухаметшин. – М.: ИГиРГИ, 2006. – 52 с.
5. Мухаметшин Р.З. Палеовулканизм и процессы нефтедобычи (на примере Ромашкинского месторождения) / Р.З. Мухаметшин, Г.А. Крибари // Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь. – Гомель: БелНИПИнефть, 1999. – С. 13–26.
6. Страхов П.Н. Формирование каверно-порового пространства в карбонатных отложениях / П.Н. Страхов. – М.: Информ.-внедренческий центр «Маркетинг», 2005. – 76 с.
7. Ibatullin R.R. Investigation of the Oil Displacement Process with the Nonionic Surfactant Assistance in Clay Containing Formations / R.R. Ibatullin, R.Z. Mukhametshin, V.G. Izotov, L.M. Sitdikova // 7th European Symposium on Improved Oil Recovery (Moscow, Russia): Proceedings. – 1993. – V. 1. – P. 265–271.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ФАНАРСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Г.К. Назаров¹, А.В. Гусев², Е.В. Яковишина²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

Исследуемая территория относится к структурно-фациальной Абино-Гунайской подзоне зоны Западного Кавказа. В районе изучения на поверхность выходят породы от позднеюрского до четвертичного возраста. Фанарский горизонт (K_1fn) (нижний баррем) является базальным грубообломочным горизонтом афипской свиты (K_1af) (баррем – нижний апт), сложенной слабо алевроитистыми глинами с конкрециями сидеритов. Горизонт несогласно залегает на шишанской свите (K_1ss), представленной темно-серыми глинами с конкрециями сидеритов.

Фанарский горизонт представлен толщей конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью до 125 метров. Галька в конгломератах представлена сидеритами, кварцем, кремнями, в меньшей степени обломками известняков и вулканитов. В песчаниках наблюдается косая слоистость. Горизонт содержит большое количество рассеянного органического материала. В центральной части горизонта наблюдается тонкое переслаивание песчаников с глинами. Песчаники имеют преимущественно мезомиктовый и олигомиктовый кварцевый состав. Среднее количество кварца около 60%, литокластов 20% и ПШ – 20%. В составе литокластов преобладают метаморфические породы (микро- и средне кристаллические кварциты и кварц-слюдяные сланцы). Встречаются отдельные обломки верхнеюрских карбонатов, а также глинистых сланцев, песчаников и глин. Магматические обломки представлены литокластами гранитов, основных и средних эффузивов. Окатанность обломков с основным плохая или средняя, что может говорить о близости источников сноса. Также наблюдается тенденция увеличения количества кварца в шлифах с востока на запад. Цемент в породе преимущественно глинистый поровый и пленочный до глинисто-карбонатного, цемента в среднем до 15-20% от объема породы. В отложениях фанарского горизонта центральной части территории отмечаются породы с регенерационным кварцевым цементом и цементацией вдавливания. Среди акцессорных минералов обнаружены цирконы, турмалины, апатиты, реже сфен, апатит. Присутствуют хромшпинелиды. Стоит отметить отсутствие темноцветных минералов: пироксен встречен в качестве акцессорного минерала лишь в 5 шлифах. В 3 образцах обнаружены единичные зерна глауконита (вероятно, переотложенного). Рудная фаза представлена в единичных случаях магнетитом и чаще пиритом.

Возможно существование трех моделей формирования отложений фанарского горизонта: 1) фанарский горизонт является авандельтовыми формациями верхнего шельфа. Палеорусло находилось к востоку от исследуемой территории. 2) горизонт представляет собой русловые турбидитовые отложения континентального склона. Отложения накапливались непосредственно в руслах каналов [1]. 3) отложения прибрежных вдольбереговых баров.

Наличие большого количества литокластов различного состава и генезису пород предполагает наличие нескольких источников сноса. Основным источником сноса являлась Скифская плита, поставлявшая большую часть обломочного материала. Об этом свидетельствует преобладание кварц-слюдяных сланцев и кварцитов среди литокластов. Второй источник сноса, предположительно, располагался ближе, на юго-востоке территории в районе Большого Кавказа. Об этом свидетельствует плохая окатанность обломков и наличие вулканического материала в песчаниках. О

наличии нескольких источников сноса, работавших с разное время с разной интенсивностью, также подтверждает отсутствие корреляции трендов изменения содержания в породах обломков метаморфических и магматических пород.

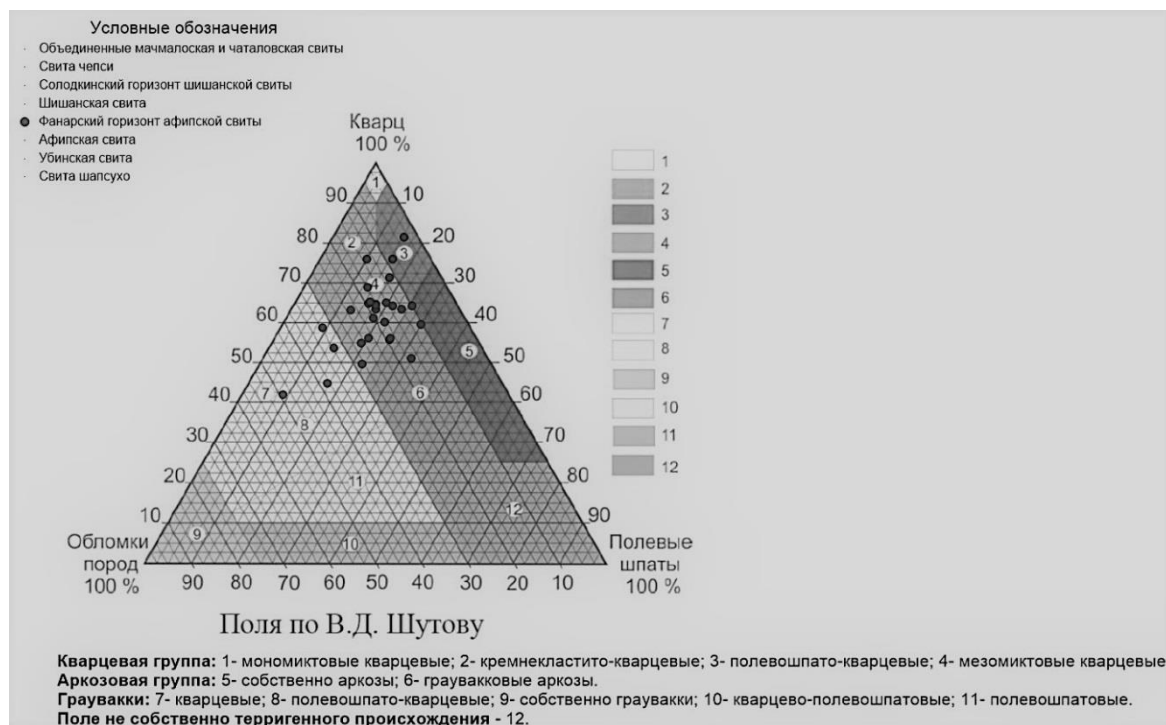


Рисунок. Классификационная диаграмма составов песчаников фанарского горизонта

Работы проводились в рамках проектов РФФИ 18-05-00503 и 18-05-00495.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабошкин Е.Ю. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / Е.Ю. Барабошкин, Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова. – Краснодар: КубГУ, 2012. – 28 с.
2. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов / В.Д. Шутов. – М.: Наука, 1975. – 115 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СЕДИМЕНТАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

И.А. Немировская

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

Интерес к исследованию углеводородов (УВ) в арктических морях обусловлен огромным нефтегазоносным потенциалом шельфа, при этом на шельф Баренцева моря приходится 24% от суммарных углеводородных запасов. При освоении месторождений и увеличении транспортировки топлива возрастает риск загрязнения арктического бассейна нефтяными УВ. В условиях меняющегося климата в последние годы в экосистеме моря произошли значительные изменения, так как увеличилось влияние атлантических вод. Поэтому существенно сократилась площадь многолетних льдов, и произошло освобождение шельфа от зимнего льда. В результате первичная продукция (ПП) фитопланктона возросла в среднем на 28%, что должно было сказаться на содержании УВ – соединений природного и антропогенного происхождения. С целью определения уровней УВ и их изменчивости в седиментационных процессах в 67-ом (август–сентябрь 2016 г.) и 68-ом (июль–август 2017 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» проведено их изучение в процессе седиментации в водной взвеси и донных осадках Баренцева моря.

Согласно полученным данным содержание УВ в открытых водах Баренцева моря оказались ниже (1,1–18,6 мкг/л, при этом не учитывалось аномальное содержание у западной оконечности Шпицбергена), чем в предыдущие годы. В 2011 г. их концентрации составили в среднем 12 мкг/л, а в октябре 2014 г. на западном шельфе – 10 мкг/л. Пониженное содержание как в 2016 г. (в среднем, 1,6 мкг/л), так и в 2017 г. (в среднем, 2 мкг/л), приурочены к северной части Баренцева моря, что, скорее всего, обусловлено поступлением низкопродуктивных арктических вод и удаленностью от континента. Низкое содержание УВ в поверхностных водах в составе взвеси (в основном 0,5–2%) и зависимость их распределения и хл а (значения $r_{(УВ-хл\ a)}$ изменялись в интервале 0,57–0,91), подтверждает биогенное происхождение УВ в центральной, восточной и северной частях Баренцева моря. Влияние антропогенных источников (трассы судов, интенсивный рыбный промысел) привело в 2017 г. к отсутствию зависимости между распределением УВ и хл а в южной части Баренцева моря с более высокими концентрациями УВ ($r_{УВ\ хл\ a}=0,06$) и в восточной части Норвежского моря ($r=-0,16$). Относительно низкие концентрации УВ оказались в атлантических водах. Это в чем-то парадоксальный результат, так как ранее считалось, что основное загрязнение в Баренцево море, поступает с водами Северо-Атлантического (Норвежского) течения из Западной Европы. В качестве основного источника УВ в арктических водах ранее рассматривался дальний трансграничный перенос и выпадение атмосферных осадков, а также таяние льда как припайного, так и дрейфующего.

Установлено, что к настоящему времени значительные источники локального загрязнения нефтью открытых районов Баренцева моря отсутствуют. Мозаичность в распределении концентраций УВ в поверхностных водах в отдельных районах, обусловлена смешением вод разного происхождения. В частности, при смешении вод Норвежского и Баренцево моря в 2017 г. средняя концентрация и стандартное отклонение почти совпадали: 4,4 мкг/л, σ – 4,1. При таянии льдов происходит не только освобождение принесенного ими материала, но и в краевых зонах льдов создаются благоприятные условия для развития ПП, величины, которой здесь сопоставимы с зонами апвеллингов. Поэтому в акватории плавучих льдов из-за

резкой вспышки численности автотрофных бореальных динофлагеллят в зоне Полярного фронта возросла концентрация хл *a* (с 0,158 до 896 мкг/л), так же, как количество УВ в пересчете на взвесь с 4 до 10,3 мкг/мг. Видимо такой же процесс произошел у западной оконечности о. Шпицберген, где содержание УВ аномально увеличилось до 92 мкг/л.

На вертикальное содержание УВ в зоне активного поступления в Арктический бассейн теплых атлантических вод, сильное влияние оказывают смещение вод разного генезиса и, как следствие, образование пикноклина. На кромке материкового склона и в открытых районах моря в основном содержание УВ в толще воды уменьшалось. Пикноклин действует как барьер для осаждения липосодержащего органического материала от поверхности ко дну, так называемое, «жидкое дно». Чем больше перепад плотности, тем выше степень концентрирования УВ в слое пикноклина, которое происходит не только за счет механического аккумуляирования взвеси, но и при интенсивном развитии здесь микропланктона.

Образование нефелоидных слоев при взмучивании осадков сказывается на содержании УВ в придонном горизонте и рассматривается как результат эрозии дна и ресуспендирования. Повышенные концентрации УВ в придонном горизонте могут быть обусловлены активной гидродинамикой придонных вод. Кроме того, в придонном слое вод и в поверхностном слое донных осадков формированию уровней УВ может способствовать их поступление из осадочных пород нефтегазоносных провинций. Локальное концентрирование УВ в придонных водах – явление закономерное, особенно в акватории месторождений и в районе грязевого вулканизма, где обычно отмечаются геохимические аномалии, так как могут высачиваться не только метановые, но и высокомолекулярные УВ. Балансовые расчеты показали, что в арктические моря, таким образом, попадает 79% (8360 т) от суммарного потока алканов. Согласно полученным данным, повышенные концентрации УВ в поверхностном слое донных осадков приурочены к южной акватории Шпицбергена, Зюйдкапскому и Медвежинскому желобам. Флюидные потоки и их трансформация в поверхностном слое донных осадков рассматривались в качестве основного источника УВ при исследовании донных осадков в районе Штокмановской площади. Здесь в осадочной толще на фоне уменьшения концентраций $C_{орг}$ наблюдалось увеличение содержания УВ. При этом состав алканов имел смешанный генезис: в низкомолекулярной области доминировали автохтонные гомологи ($n-C_{16}-C_{17}$), а в высокомолекулярной – нефтяные. Предполагается, что довольно низкое содержание УВ в пересчете на сухую массу (в поверхностном слое 4,4–18,6 мкг/г; на горизонте 10–20 см – 7,8–84,6 мкг/г) и в составе $C_{орг}$ (в среднем $\leq 1\%$) обусловлены снижением интенсивности флюидных потоков, так как углеводородные залежи Штокманского месторождения перекрыты непроницаемой толщей преимущественно глинистых пород.

Результаты исследований получены в рамках государственного задания (тема № 0149-2019-0016), обработка проб – за счет средств РФФИ (проект 17-05-00356), интерпретация результатов и подготовка к публикации – при поддержке программы РНФ 19-17-00234.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В СВЕТЕ ЕЕ НЕФТЕНОСНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.Д. Немова

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия

Необходимость поддержания уровня добычи нефти в Западной Сибири стимулирует разработку новых объектов, в том числе давно известных черносланцевых формаций. Одной из таких толщ является баженовская свита, отличающаяся аномальным содержанием органического вещества, находящегося на стадии катагенеза, соответствующего главной фазе нефтегенерации. В семидесятых годах прошлого века установлено, что в отложениях баженовской свиты могут формироваться высоконефтеемкие коллекторы нефти.

Для исследования коллекторов баженовской свиты необходим представительный керн. В последние годы появились скважины со 100 % выносом керна и хорошей сохранностью. Разносторонние лабораторные исследования керна, отобранного на нескольких месторождениях центральной части Западной Сибири, позволили изучить коллекторы непосредственно на каменном материале и получить принципиально новые данные о строении баженовской свиты.

В разрезе баженовской свиты доминируют темно-бурые карбонатно-глинисто-кремнистые породы, обогащенные органическим веществом (ОВ). Они представляют собой тонкое чередование кремнистого (более 50 %), глинистого (до 20%) и карбонатного (5-15 %) вещества алевроито-пелитовой размерности. Породы обладают тонкой субгоризонтальной слоистостью, ОВ в них выполняет роль цемента. В верхней части разреза баженовской свиты развиты тонкослоистые глинисто-кремнистые кокколитофоридовые известняки, обогащенные органическим веществом. Толщина пачек тонкослоистых пород, обогащенных ОВ, составляет 3-8 метров. Между пачками, отличающимися минеральным составом, располагаются слои, толщиной 0,5-3 метра, сложенные более плотными породами, отличающимися крайне низким содержанием глинистой примеси и ОВ. Результаты разносторонних лабораторных и промыслово-геофизических исследований позволили доказать, что основной объем коллекторов баженовской свиты формируются именно в маломощных плотных слоях [1].

Среди пород, слагающих плотные слои в баженовской свите, встречаются разнообразные известняки, доломиты в различной степени кремнистые, радиоляриты. Детальные литологические исследования позволили доказать, что вышеперечисленное разнообразие литотипов сформировалось в результате вторичных преобразований единственной породы – радиолярита. Этот вывод имеет важное практическое значение, поскольку известно, что радиоляриевые илы накапливаются в виде слоев, имеющих широкое площадное распространение [1]. Слои радиоляритов толщиной до метра уверенно коррелируются по данным ГИС в пределах соседних месторождений. А слои радиоляритов толщиной 1-3 м формируют в центральной части разреза баженовской свиты «радиоляритовые пачки», которые прослеживаются в скважинах на расстоянии в сотни километров. Данный вывод подтвержден при анализе керна большого количества скважин по всей территории Западной Сибири, а также при бурении скважин с горизонтальным окончанием, длиной до 1500 м, расположенном полностью в интервале доломитизированного радиолярита. Важно отметить, что геонавигация при бурении горизонтальных стволов скважин осуществлялась на основании результатов элементного анализа шлама.

Анализ постседиментационных преобразований кремнисто-карбонатных пород, совместно с изотопным анализом кислорода и углерода карбонатов, позволил установить, что в зависимости от физико-химических условий в осадке, радиоляриевые илы окремнялись или кальцитизировались (рисунок). Окремненные илы сохраняли проницаемость и на стадии катагенеза преобразовывались в доломитизированные радиоляриты. Установлена связь постседиментационных процессов с палеорельефом дна: на локальных поднятиях и верхних частях палеосклонов более отмытые радиоляриты подвергались окремнению, тогда как в нижних частях склонов и во впадинах радиоляриты чуть больше разбавлялись глинистым материалом (до 5-7%) и кальцитизировались. Доломитизированные и кремнистые радиоляриты имеют лучшие фильтрационно-емкостные свойства, чем кальцитизированные. Этот факт можно использовать в качестве поискового критерия [2].

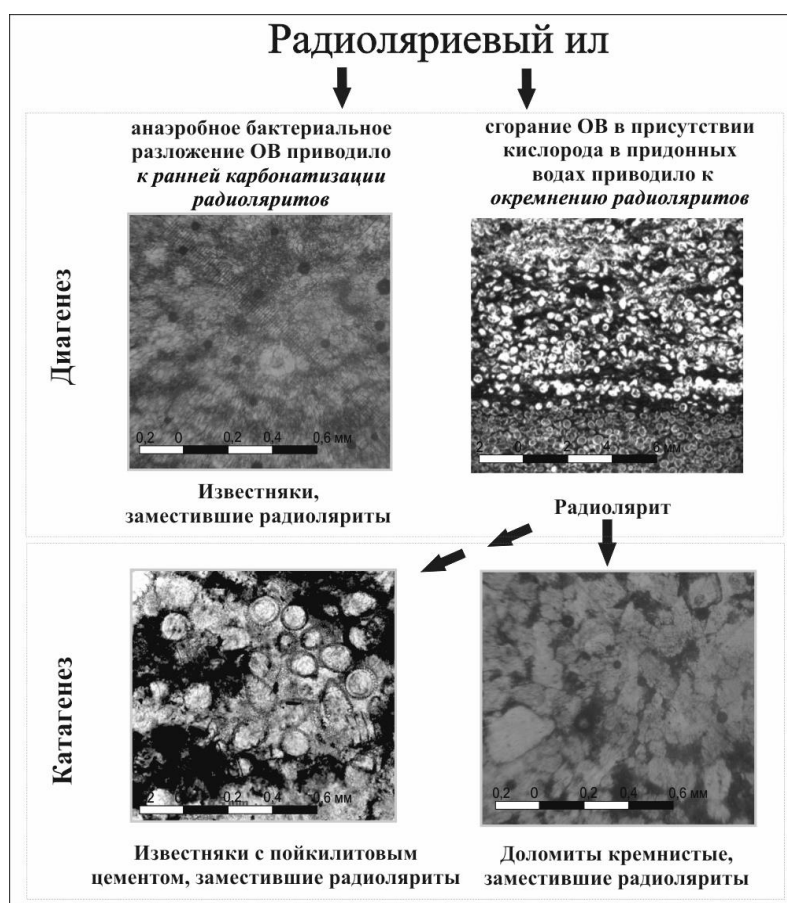


Рисунок. Стадийность постседиментационных преобразований радиоляритов

Перераспределение карбонатного и кремнистого вещества баженовской свиты в литогенезе обусловило как наличие коллекторских свойств (выщелачивание, доломитизация), так формирование надежных локальных покрышек (окремнение) внутри свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Немова В.Д. Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетутлеймской подсвиты на западе Широтного Приобья / В.Д. Немова, В.Н. Колосков, С.С. Гаврилов, Б.Г. Покровский // Геология нефти и газа. – 2010. – № 6. – С. 22-28.
2. Немова В.Д. Факторы продуктивности баженовского горизонта во Фроловской мегавпадине / В.Д. Немова, И.В. Панченко // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2017. – Т.12. – № 4. – С. 1-16.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОГО ФЛЮИДОУПОРА (ЯМАЛЬСКАЯ НГО)

А.Ю. Нехаев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Верхнеюрский флюидопор, являющийся составной частью батского регионального резервуара, широко распространен на территории Ямала [2-4]. По классификации А.Э. Бакирова [1] он относится к субрегиональным. От особенностей его строения зависит формирование и сохранение промышленных скоплений нефти и газа. Сложен он в основном глинистыми отложениями верхней юры (георгиевский и баженовский горизонты, верхняя часть васюганского горизонта), верхней части средней юры (нижняя часть васюганского горизонта), и нижнего мела (низы куломзинского горизонта). Нижняя граница проводится по кровле малышевской свиты, верхняя по появлению в разрезе мощных слоев песчаников и алевролитов, которые в связи с особенностями разреза могут быть приурочены, к разным стратиграфическим уровням [5].

Для уточнения строения верхнеюрского флюидопора нами построены 30 корреляционных профилей, как региональных, пересекающих значительные территории с запада на восток и с севера на юг, так и локальных, уточняющих строение флюидопора в пределах некоторых площадей (Харасавэйская, Бованенковская и Новопортовская).

На всех профилях, которые протягиваются с запада на восток, отмечается сокращение толщины флюидопора, в ряде случаев весьма значительное. Так в профиле протягивающимся от Харасавэйской скв. 103 до Штормовой скв. 122 толщина флюидопора уменьшается с 430 м до 170 м. На профилях, идущих с севера на юг, не удается выявить какую-то явную закономерность в изменение толщин флюидопора. Она то уменьшается с 300 до 150 м, то снова возрастает 350 м. На составленной по результатам детальной корреляции карте толщин флюидопора максимальные его толщины (350 - 450 м) отмечаются на север-западе и западе рассматриваемой территории (Харасавэйская, Бованенковская площади), а минимальные (25-50 м) - на юго-востоке и юге, в пределах Сюнай-Салинской и Новопортовской площадей. На большей части региона толщины флюидопора колеблются в пределах 150 – 300 м. Изменение мощности может быть связано с несколькими причинами. Первая из них – сложная структура самого флюидопора. Из-за клиноформного строения неомских отложений в состав флюидопора могут входить разные по объему и возрасту глинистые толщи (рисунок). Отчетливо выделяемая на карте полоса минимальных толщин, пересекающая весь полуостров с севера на юг, совпадает с зоной распространения песчаных пластов $Ac_{7-9}Ac_1$ и $Ac_{10-12}Ac_2$ [5]. Зона максимальных толщин флюидопора находится западнее линии выклинивания ачимовской толщи и граница флюидопора проводится по вышележащим песчаникам, которые относятся уже к другим стратиграфическим уровням. Восточнее полосы распространения ачимовских пластов $Ac_{7-9}Ac_1$ и $Ac_{10-12}Ac_2$ снова отмечается увеличение мощности флюидопора.

Другая причина изменение толщины флюидопора возможно связана с тектоникой. Сопоставление карты толщин и тектонической карты показывает, что области сокращенных мощностей, как правило, приурочены к приподнятым положительным структурам - Малыгинскому поднятию, Северо-Тамбейскому мезовалу, Южно-Тамбейскому куполовидному поднятию, Нурминскому мезовалу и Новопортовскому валу. Наименьшие толщины флюидопора (20-50 м) отмечаются в южной части рассматриваемой территории (Новопортовская, Сюнай-Салинская,

Верхнереченская пл.), где отложения флюидоупора (баженовская свита) частично размыты [6].

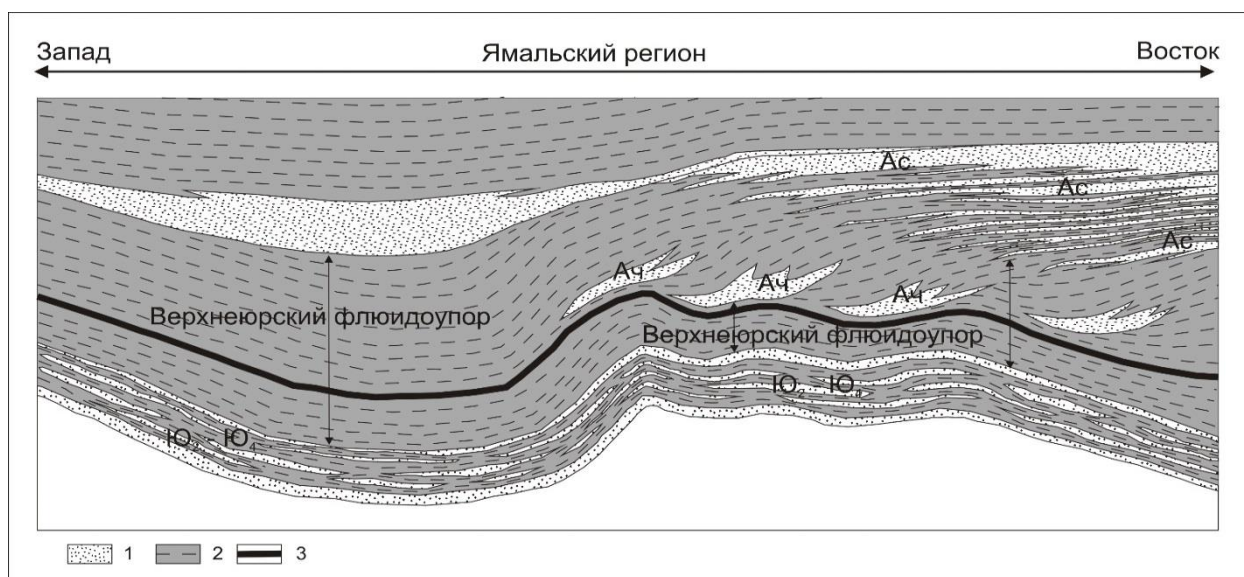


Рисунок. Строение верхнеюрского флюидоупора (Ямальная НГО)
1 – песчаники; 2 – аргиллиты и глинистые алевролиты;
3 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты

Баженовская свита, являющаяся составной частью верхнеюрского флюидоупора, на рассматриваемой территории является основным источником нефти и газа как для вышележащих меловых отложений, так и для малышевского проницаемого комплекса [2, 3]. В связи с этим необходимо учитывать толщины как перекрывающих её глинистых пород, так и подстилающих. Если не рассматривать Новопортовскую площадь где отложения верхней юры и нижнего мела размыты, то минимальные толщины перекрывающих глинистых отложений (20-40 м) находятся на севере (Северо-Малыгинская, Малыгинская, Нейтинская площади), а максимальные (250-300 м) – на северо-западе (Харасавэйская и Бованенковская) и в центральной части (Мало-Ямальная). Толщина подстилающих баженовскую глинистых отложений минимальна (20-25 м) на юге (Сюнай-Салинская, Сандибинская), максимальна (100-200 м) на северо-западе (Харасавэйская, Бованенковская) и севере (Малыгинская, Западно-Тамбейская).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров Э.А. Геология нефти и газа: учебник для вузов / Э.А. Бакиров. – Л.: Гостоптехиздат, 1969. – 240 с.
2. Скоробогатов В.А. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала / В.А. Скоробогатов, Л.В. Строганов, В.Д. Копеев. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 352 с.
3. Шемин Г.Г. Региональные резервуары нефти и газа юрских отложений севера Западно-Сибирской провинции / Г.Г. Шемин. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2014. – 362 с.
4. Шемин Г.Г. Обоснование крупных объектов нефтепоисковых работ средне-верхнеюрских отложений севера Западно-Сибирской НГП / Г.Г. Шемин, Н.В. Первухина // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. – Тюмень: ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2009. – С. 203-211.
5. Бородин В.Н. Материалы к уточнению стратиграфической схемы беррис-нижнеаптских отложений Западной Сибири с учетом клиноформного строения разреза / В.Н. Бородин, А.Р. Курчиков // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 12. – С. 1631-1639.
6. Гладышев Е.А. Строение верхнеюрского флюидоупора в Новопортовском районе / Е.А. Гладышев, А.Ю. Нехаев // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016. Недропользование. Горное дело. Направление и технологии поиска, разведки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология: сб. материалов Междунар. науч. конф. – Новосибирск: СГУГиТ, 2016. – Т. 2. – №1. – С. 12–16.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н.Ю. Никулова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В геологическом строении Полярного Урала образования фундамента представлены вулканогенно-терригенным комплексами, в которых значительные часть разрезов приходится на вулканогенно-терригенные и терригенные вулканомиктовые псаммиты. Распространенная на хр. Оченырда ритмично построенная вулканогенно-терригенная толща в составе верхнерифейской очетывисской ($RF_3o\check{c}$) свиты, по строению и литологическим характеристикам слагающих ее пород сходна с флишоидными образованиями развитой в 70 км к югу, на хр. Еганэ-Пэ и Манитанырда, верхневендско-раннекембрийской енгаэпэйской (V_2-E_1en) свиты. В обоих случаях на породах фундамента несогласно залегают, в том числе золотоносные отложения манитанырдской (E_3-O_1mn) серии. Прикладное значение изучения допалеозойских псаммитов обусловлено тем, что они являются источником вещества для пород манитанырдской серии (E_3-O_1mn).

Для сравнения были выбраны три разреза: очетывисской свиты на хр. Оченырда, нижней, на восточном склоне, и верхней, в юго-западной части кряжа Еганэ-Пэ, частей енгаэпэйской свиты. Петрографический состав песчаников изучался в прозрачных шлифах. Содержания порообразующих оксидов определялись весовым химическим методом в лаборатории ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Темно-серые слабо метаморфизованные тонко-, мелкозернистые песчаники, имеют бластопсаммитовую структуру, массивную или полосчатую с элементами сланцеватой текстуры и сложены слабо окатанными обломками полевого шпата и кварца. Поровый и базальный хлоритовый с примесью серицита цемент, нередко содержит скопления тонкодисперсного углистого вещества. В песчаниках обоих рассматриваемых свит обнаружен диагенетический фрамбоидальный пирит [1, 2], образование которого является результатом взаимодействия растворенного железа и биогенного сероводорода в условиях свободного доступа растворенного сульфат иона. Присутствие такого пирита свидетельствует о сходстве условий формирования отложений на этапе седименто- и диагенеза.

Большинство песчаников из обоих свит относятся к ваккам, образованным преимущественно за счет продуктов разрушения вулканитов среднего/основного состава, возможно, при участии незначительного количества собственно вулканогенного материала (рис. 1 а, б). В песчаниках верхней части енгаэпэйской свиты главным источником обломочного материала стали метаосадочные породы древних континентальных блоков. На диаграмме $ICV-CIA$ (рис. 1 в) точки песчаников образуют тренд, отражающий изменение соотношения гранитной и базальтовой составляющих и степень зрелости обломочного материала, на пресечении которого с модельным базальтовым трендом находятся точки, соответствующие песчаникам кровли енгаэпэйской свиты. Осадконакопление проходило в условиях активной континентальной окраины (рис. 1 г).

Анализ индикаторных соотношений и петрохимических модулей показал сходство характеристик пород очетывисской свиты и нижних горизонтов енгаэпэйской свиты. Песчаники очетывисской свиты являются фациальным и аналогом нижней (вендской) части енгаэпэйской свиты, а учитывая особенности их состава и положения в разрезе, можно предположить синхронное или весьма близкое время накопления. За время накопления более чем километровой толщи

енганэпейской свиты произошла постепенная смена климатически и геодинамических условий и источников поступления обломочного материала. Петрохимические характеристики песчаников енганэпейской свиты отражают повышение снизу вверх по разрезу седиментационной зрелости осадка – от низкоглиноземистых, сложенных слабо выветрелым вулканомиктовым материалом, до высокоглиноземистых слюдистых песчаников, в которых преобладают рециклированные обломки метатерригенных пород, измененных в коре выветривания, существовавшей на древнем континенте.

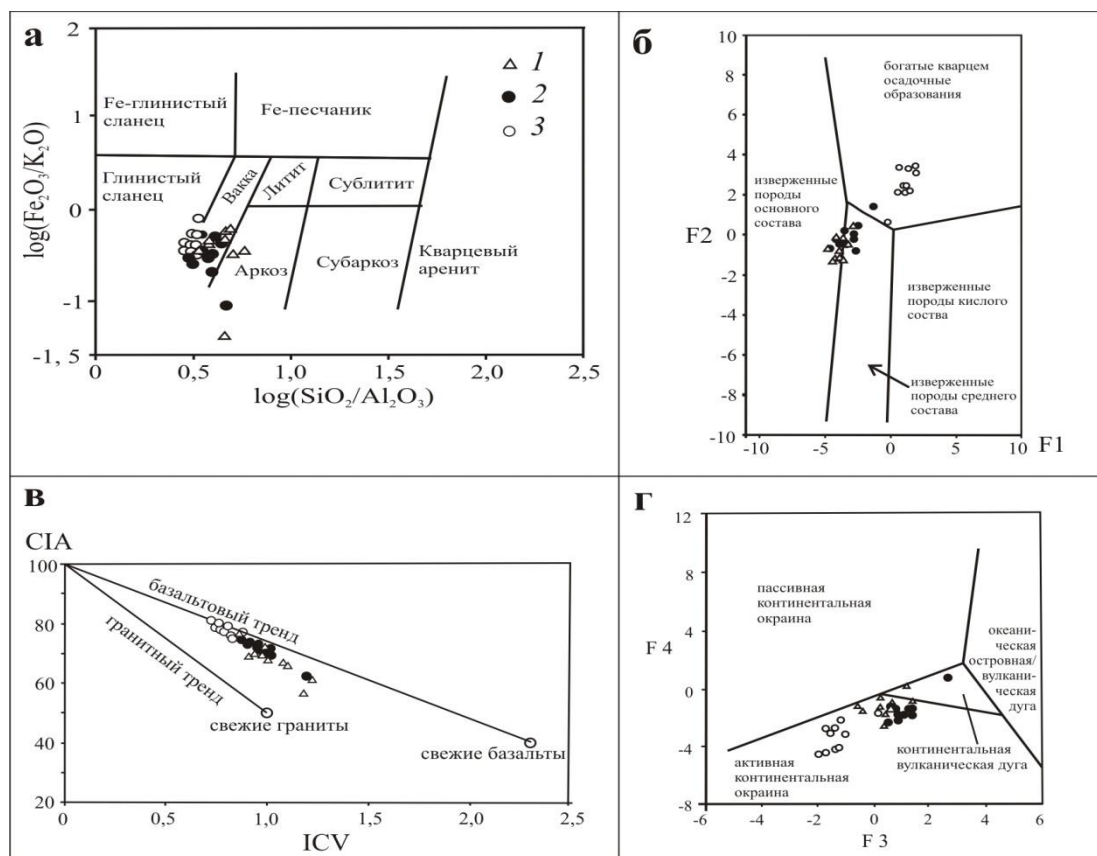


Рисунок. Положение фигуративных точек составов песчаников на диаграммах:
а – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (по [4]); б – F1–F2 (по [6]); в – ICV–CIA (по [5]); г – F3–F4 (по [3]).
Условные обозначения: 1 – отчетви́ская свита, 2 – нижняя часть енганэпейской свиты, 3 – кровля енганэпейской свиты

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Комплексной Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект 18-5-5-31).

ЛИТЕРАТУРА

1. Никулова Н.Ю. Вещественный состав и особенности формирования метапсаммитов хребта Оченырда (Полярный Урал) / Н.Ю. Никулова, И.В. Козырева // Известия УрО РАН. – 2016. – № 4. – С. 101–111.
2. Никулова Н.Ю. Литология и геохимия горных пород зоны межформационного контакта на руч. Изъя-Вож (Полярный Урал) / Н.Ю. Никулова, Я.Э. Юдович, И.В. Швецова. – Сыктывкар: Изд-во Коми УрО РАН, Науч. доклады, 2007. – Вып. 491. – 40 с.
3. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones / M.R. Bhatia // The Journal of Geology. – 1983. – V. 91. – № 6. – P. 611–627.
4. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data / M.M. Herron // J. Sed. Petrol. – 1988. – V. 58. – P. 820–829.
5. Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Supergroup, Korea / Y.I. Lee // Sedimentary Geology. – 2002. – V. 149. – P. 219–235.
6. Roser B.P. Determination of tectonic setting of sandstone_mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio / B.P. Roser, R.J. Korsch // Journal of Geology. – 1986. – V. 94. – № 5. – P. 635–650.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ АЛАДЫНСКОЙ СВИТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (СРЕДНИЙ РИФЕЙ)

Е.С. Носкова¹, Г.В. Агафонова^{1,2}

¹ ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

² МГРИ-РГГРУ им. С.Орджоникидзе, Москва, Россия

В пределах Енисейского кряжа породы рифея представлены мощными, порядка 10-12 км, преимущественно карбонатными толщами пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. Карбонаты восточной фациальной зоны Енисейского кряжа близки по литологической характеристике и по мощностям рифейским карбонатам юго-запада платформы, с которыми связаны значительные перспективы нефтегазоносности в регионе. Один из важнейших уровней - верхняя часть сухопитской серии, аладынская свита, аналогом которой во внутренних областях платформы является юрубченская свита. Аладынская свита развита в восточных структурно-фациальных районах Енисейского кряжа. Нижняя граница свиты проводится по смене пестро окрашенных глинистых известняков свиты карточки темно-серыми доломитизированными разностями, без следов размыва [3]. Мощность свиты изменяется от 500 м в бассейне р.Иркинеевой до 800 м в районе скалы Потоскуйский Бык. Северные разрезы сокращаются до 150 -200 м.

Аладынская свита сложена доломитами, от темно-серых часто полосчатых до светло-серых сахаровидных, содержащими частые прослои (до 25м мощности) и линзы брекчированных доломитов. Именно с этими разностями связаны участки аномальной трещиноватости и кавернозности. Карбонатные брекчии аладынской свиты большинством геологов рассматривались как седиментационные «брекчии обрушения» и «сингенетичные брекчии взламывания» [1]. Проведенные исследования показали их тектоническую природу.

В процессе полевых работ вдоль р.Иркинеева получен фактический материал по обнажениям аладынской свиты. Изучена зона тектонического меланжа, ограниченная снизу субгоризонтальным надвигом, согласным со слоистостью.

Ниже надвига залегают доломиты серые микрозернистые, среднеплитчатые, неотчетливо тонко волнисто слоистые, слабо измененные тектоническими процессами, с прослоями и линзами кремней до 2-3 см в верхней части и жилами кальцита; мощность в обнажении более 50 м (толща 1).

Выше надвига располагается толща доломитов полосчатых с прослоями и линзами доломитов брекчированных. Полосчатость обусловлена чередованием светлых сахаровидных крупнокристаллических и темно-серых мелкокристаллических разностей доломита. Светлые разности являются жильными образованиями двух типов - синтаксиальными и антаксиальными жилами. К жильным разностям приурочены многочисленные каверны различного размера; до первых десятков сантиметров. Повсеместно отмечены элементы пластической деформации. Мощность полосчатых доломитов не менее 100 м. (толща 2).

Между описанными толщами, непосредственно над надвигом, встречена пачка доломитов брекчированных мощностью около 8 м. Этот участок, расположенный в основании деформированной толщи, был выбран объектом детального изучения. Снизу вверх располагаются слои: А - доломитовая брекчия серая, местами красноватая, рассыпчатая (несвязная), обломки не испытали смещения, их размер первые сантиметры; беспорядочные трещины притерты, характеризуются извилистой поверхностью, плотность около 50 на 1 метр; трещины более высокого ранга разделяют линзовидные блоки мощностью 0,2-0,3 м, мощность

всего слоя 0,4 м; Б - доломитовая брекчия сероцветная связная среднеплитчатая, плотная, крепкая с обломками первичной породы и жильных включений размером первые сантиметры, со средней степенью окатанности. Количество обломков около 30%, матрикс представлен доломитом серым, иногда красноватым микритовым; отдельные пласты и линзы, разделенные слабоволнистыми трещинами, характеризуются толщинами 3-5 см, трещины притертые, отмечаются сопряженные трещины - сколы Риделя, повсеместно развиты стилолитовые швы; встречаются отдельные каверны размером от первых миллиметров до первых сантиметров, приуроченные к обломкам жильного доломита, отмечаются фрагменты пластической деформации, толщина слоя 0,8-1,3 м; В - доломитовая брекчия серая связная плотная крепкая неяснослоистая с обломками полосчатых разностей и жильных включений размером до первых десятков сантиметров, различной формы, преимущественно не окатанные и слабо окатанные. Количество обломков меняется от 50% до 80%; матрикс представлен доломитом серым, микритовым; трещины извилистые, притертые, стилолитовые швы изогнутые ступенчатые и неправильные (1-2 см), внутри слоя прослеживаются ровные, слегка округлые, поверхности разломов, разделяющие «чечевицеобразные» микроблоки мощностью 1,5-2,0 м, толщина всего слоя 6 м.

Повсеместно, на различных уровнях, наблюдаются кинематические показатели процессов деформации: несвязные и связные брекчии в основании деформированной толщи; полосчатые доломиты, в том числе с элементами пластической деформации; цепочки будин; синтаксиальные и антитаксиальные жилы с характерными микроструктурами, указывающими на прогрессирующую деформацию в жилах; стилолитовые швы, преимущественно, нормально расположенные к поверхностям напластования; блоки породы в кальцитовых жилах, вращающиеся в стиле «домино»; асимметричные повторяющиеся микроступени с двугранной морфологией, эшелонированные кулисные структуры. Ключевой структурой являются полосчатые доломиты, классифицированные авторами как синтаксиальные жилы, в некоторых работах обозначаемые как «beef-like structures» [4]. Тенденция возникновения таких жил связывается с контрастными механическими свойствами пород и геодинамическими обстановками продольного сжатия. При последующем изгибе слоев и сплющивании происходит формирование антитаксиальных жил, стилолитовых швов, будинажа, перестройка заполнения синтаксиальных жил. Указанные кинематические индикаторы возникают в слоистых породах, в случае малых сил сцепления между слоями, когда слои могут свободно проскальзывать относительно друг друга [2]. В аладьинской свите к таким породам относятся пластовые строматолитовые доломиты.

Зоны максимального развития кавернозности связаны с появлением антитаксиальных жил. Это участки изгибания пластов, приуроченные преимущественно к крыльям складок и часто сопряженные с локальными надвигами. В изученном обнажении такая зона располагается на удалении 50-60 м от надвига.

Таким образом, авторами показано влияние тектонических процессов на формирование зон дробления и разуплотнения пород и тектонический контроль этих зон. Предполагается среднерифейское время тектонической перестройки, поскольку в перекрывающих верхнерифейских карбонатах подобные образования не встречены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кириченко В.Т. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000. Серия Ангара-Енисейская. Лист О-47. Братск. Объяснительная записка / В.Т. Кириченко, В.К. и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. – 470 с.
2. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа / А.Б. Кирмасов. – М.: Научный мир, 2011. – 368 с.
3. Семихатов М.А. К стратиграфии верхнего протерозоя северо-восточной части Енисейского края / М.А. Семихатов // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 131. – № 1. – С. 164-167.
4. Rybak-Ostrowska B. Bedding-parallel calcite veins in the Holv Cross Mountain Fold Belt, central Poland / B. Rybak-Ostrowska, A. Konon, K. Nejbert, A. Koztowski // Geological Quarterly. – 2014. – V. 58 (1). – P. 99-116.

РАЗРЕЗ ПЕЧИЩИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОТНОШЕНИЮ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Н.Г. Нургалиева¹, Б.И. Гареев¹, Г.А. Баталин¹, К.Н. Шатагин²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде осадочных палеобассейнов рассматривается как важный диагностический инструмент, использующийся для реконструкции эволюции осадочных палеобассейнов и в стратиграфической корреляции. Этот показатель отражает соотношение речного и ювенильного стронция, а также вклад стронция из подземных вод и эпигенетических карбонатов. Изотопный состав стронция в палеобассейнах может быть оценен благодаря исследованиям морских раковин и карбонатных пород [1].

Стронциевая изотопная стратиграфия применяется для оценки длительности геологических интервалов и для различения морских и неморских обстановок осадконакопления. Калибровка Фанерозойской кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базируется на биостратиграфических, магнитостратиграфических и астрохронологических данных. Достоверность возрастной оценки отложений зависит от разрешающей способности стратиграфических методов и степени пригодности (сохранности) измеряемого геологического материала [1, 2].

Пермский период характеризуется рядом выдающихся геологических событий Фанерозоя: резким падением уровня моря, массовым вымиранием биоты и выдающимися геохимическими аномалиями.

В ранней перми продолжилось позднепалеозойское оледенение, начавшееся в раннем карбоне, когда часть Гондваны находилась на южном полюсе. Во время ледникового периода ледники покрывали Южную Америку, Южную и Центральную Африку, Индию, Антарктику и Австралию. В позднем карбоне Гондвана мигрировала на север, а в сакмарский период большая часть ледников растаяла. Последние значительные следы таяния найдены в отложениях пермского возраста в Австралии и Антарктике, а также в Сибири.

Величайший суперконтинент в истории Земли, Пангея, характеризовался резко континентальным климатом, обусловившим распространение чувствительных к климату осадочных отложений – углей, золотых осадков, латеритов, красноцветов и эвапоритов. Массовые вулканические извержения, базальтовые покровы привели к формированию Сибирских траппов на границе перми и триаса. Начало крупномасштабных базальтовых и локальных кислых извержений относится к концу цикла земного магнетизма, известного как суперхрон Киама-Иллаваара. Событийная кульминация в поздней перми и большая часть интенсивного вулканизма произошли через несколько миллионов лет после смены полюсов магнитного поля Земли [2].

Геохимические аномалии, включая драматические вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, указывают на значительные изменения в океане, отмеченные очень выраженным уменьшением значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в истории перми и Фанерозоя [1, 2]. Изменения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до и после минимума происходили со скоростями, сравнимыми со скоростью изменения значений этого отношения в течение последних сорока миллионов лет. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большой степени контролируется тектонической историей. Тектонические события в пермский период связаны с Уральской орогенцией. Поворот Гондваны по часовой стрелке привел к развитию коллизий в направлении северо-восток-юго-запад вдоль герцинской мегасутуры, которая начала развиваться в позднем карбоне и завершилась в ранней перми [2]. Коллизия плит Балтика и Казахстан (образование Урала) также началась в карбоне и была наиболее интенсивной в ранней перми. Уральские горы были

высокими со снежными шапками в сакмаро-артинское время. Процессы континентальной компрессии значительно ослабли в кунгурское время. В конце перми Урал был уже значительно эродирован. Таким образом, самое значительное влияние описанной орогении на $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде должно было произойти в позднем карбоне и ранней перми. С уменьшением этого влияния происходило увеличение влияния ювенильного источника, поэтому значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ стремительно уменьшались в течение пермского периода.

Формирование пермского минимума $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в средней перми ассоциировалось с увеличением значения климатических процессов на огромной Пангее: уменьшением таяния ледников, резко континентальным климатом и сокращением континентальных водотоков, несущих тяжелый стронций [1, 2].

Первые данные по изотопам стронция в пермских отложениях Волго-Камского региона были получены по 25 образцам в [1]. Ассельско-сакмарский интервал по данным керна из скважины вблизи разреза Печищи характеризуется снижением значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне 0,70840-0,70775.

В настоящей работе представлены новые данные по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по разрезу Печищи (16 образцов), полученные в ИГЕМ (г. Москва) по стандартной методике [2] по наименее измененным доломитовым известнякам (в скобках указаны значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: слой 30 (0,70727); слой 26 (0,70730); слой 19 (0,70732); слой 17 (0,70731); слой 17 (0,70730); слой 10 (0,70734); слой 9 (0,70730); слои 6-8 (0,70740); слой 6 (0,70734); слой 4 (0,70735); слой 3 (0,70734); слой 2 (0,70731); слой 1 (0,70732); прикровельный слой нижнеказанского подъяруса (0,70736; 0,70742; 0,70739).

Сравнение данных из [1] и новых данных по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с Фанерозойской кривой в верхнеказанском интервале позволило определить разную степень соответствия данных этой кривой.

Новые данные позволили скорректировать региональный тренд изменения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и установить положение локального регионального минимума 0,70727 в слое 30 (~268,5 млн. лет) в верхнеказанском подъярусе. Новые региональные данные подтвердили эволюционную направленность истории Земли в пермский период, известную по Фанерозойской кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нурғалиева Н.Г. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пермских разрезах востока Русской плиты / Н.Г. Нурғалиева // Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки. – 2005. – Т. 147. – Кн. 1. – С. 76-89.
2. Nurgalieva N.G. Data on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in reference section of the Upper Kazanian Substage / N.G. Nurgalieva, B.I. Gareev, G.A. Batalin, K.N. Shatagin // ARPN JEAS. – 2018. – V. 13. – No 23. – P. 9284-9290. http://www.arpnjournals.org/jeas/research_papers/rp_2018/jeas_1218_7455.pdf

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ НЕФТИ И ГАЗА В ПРИПЯТСКОМ ПРОГИБЕ (БЕЛАРУСЬ)

С.М. Обровец

Научно-Производственный центр по геологии «Институт геологии», Минск, Беларусь

В Припятском прогибе Беларуси межсолевой нижнефаменский комплекс Центрального ареала является важным нефтеперспективным объектом, где встречаются зоны с различными фильтрационно-емкостными характеристиками и нефтепроявлениями в керне, образующие нетрадиционные низкопроницаемые резервуары углеводородов и традиционно воспринимаемые в качестве флюидоупоров. Они характеризуются рядом особых признаков, отличных от традиционных карбонатных и терригенных резервуаров нефти и газа. К таким отличиям относятся прежде всего минеральный и геохимический состав, структурно-текстурные особенности пород, микро- и наноразмерность кристаллов и межзернового пространства, каналов, трещин, пор и каверн матрицы, а также анизотропные условия их размещения. Эти породы представляют собой четырехкомпонентную смесь, основными компонентами по мере убывания являются: кальцит, аутигенный кварц, кремнезем, доломит, гидрослюда, органическое вещество, пирит. Они формируют породы слоистой макро- и микротекстуры, органо-глинисто-кремнисто-карбонатного, органо-кремнисто-глинисто-карбонатного и органо-глинисто-карбонатно-кремнистого состава, содержащие в различном количестве остатки радиолярий [2]. По своему минеральному составу породы доманикового типа Припятского прогиба располагаются на треугольной диаграмме, где группы II и III представлены типичными доманикитами [1], которые обогащены органическим веществом и имеют значительные содержания аутигенного кремнезема и карбонатов. Это породы коанамской свиты Восточной Сибири (III) и доманикитов Тимано-Печорского региона (II) (рисунок 1а). Они отличаются от «сланцевых» пород в отложениях Северо-Американского региона (рисунок 1б) [4].

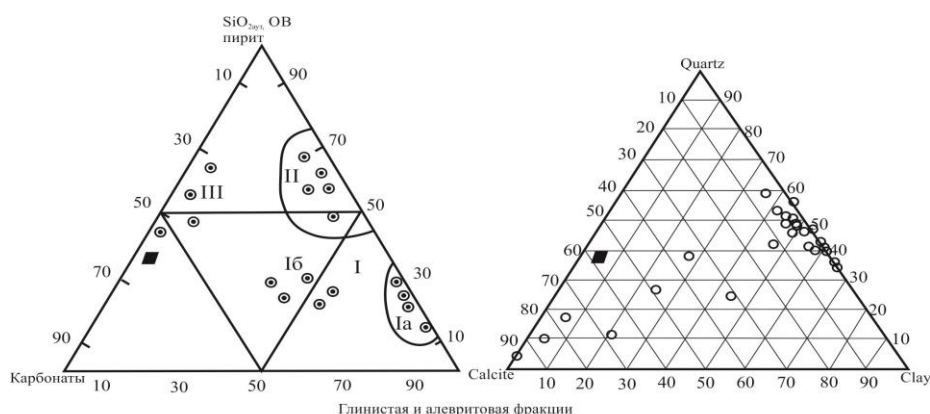


Рисунок. Характеристика компонентного состава доманикитов и «сланцевых» пород: а – доманикиты [1]; б – «сланцевая» порода [4], Ω породы доманикового типа Припятского прогиба

В породах доманикового типа выделены основные микролитофации, отражающие вещественный состав, структурно-текстурные и генетические особенности пород: 1 - органо-карбонатно-кремнеземная с тонкослоистой микротекстурой; 2 - известняк с массивной микротекстурой; 3 - радиолярит; 4 - известняк водорослевый с пятнистой микротекстурой; 5-доломит с массивной

микротекстурой; 6-доломит пористый, с кружевной микротекстурой; 7-доломит с неяснокорковой микротекстурой. Эти микролитифации с остатками радиолярий в различных наборах со слоями пород без остатков радиолярий присутствуют в разрезах скважин независимо от их возрастной и латеральной принадлежности. По петрографическим исследованиям можно видеть, что пористость сформирована в результате вторичных процессов: 1-пустоты выщелачивания скелетов радиолярий или частичного метасоматического замещения скелетного остатка; 2-пустоты выщелачивания ископаемой макрофауны; 3-пустоты, за счет перераспределения карбонатного и кремнеземного компонентов; 4-пустоты выщелачивания карбонатного материала из стенок трещин, обусловленные перемещением по ним флюидов); 5-внутрислойные горизонтальные трещины; 6-микрозернистые и нанозернистые пустоты между кристаллами карбонатов и аутигенного кварца; 7-«органическая пористость» - поры от растворенной органики; 8-трещины и поры тектонических напряжений. В среднефаменском синрифтовом бассейне Припятского прогиба осадки, сформировавшие породы доманикового типа и содержащие остатки радиолярий, образовались в наиболее углубленных участках бассейна ложбинах в рельефе дна, удаленных от карбонатных отмелей и поступления терригенного материала. Эти локальные ложбины испытывали дефицит осадочного материала. Придонные воды, стекавшие с возвышенностей, были насыщены карбонатной «мутью» и смешивались с более глубинными, обогащенными кремнеземом, которые имели большую плотность. Осадки формировались в эксинных условиях, ниже уровня окисления и базиса волновой деятельности. В таких ложбинах Припятского бассейна сформировались маломощные (3мм – 7см) слои пород доманикового типа с различным содержанием остатков радиолярий и высокими содержаниями Сорг. Развитие активной органической жизни в ложбинах палеобассейна, особенно радиолярий, присутствие кремнезёма органического и хемогенного генезиса в составе пород доманикового типа, вероятно, определялось поступлением и разогревом осадков гидротермальными флюидами [3], богатыми различными солями и микрокомпонентами, а также содержащими растворённый кремнезём. На территории Припятского прогиба в разрезе межсолевого комплекса породы доманикового типа распространены локально, так как они формировались в рифтовом бассейне с сильно дифференцированным рельефом. Карбонатный материал в породах доманикового типа является основным породообразующим компонентом, кремнезем-биогенно-хемогенный, органическое вещество имеет преимущественно сапропелевый генезис. Понимание литологии, минерального состава, текстурно-структурных особенностей и условий формирования пород доманикового типа в бассейне определяет новое направление поисков этих перспективных на углеводороды отложений в межсолевом комплексе Припятского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

1. Неручев С.Г. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа / С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина, Г.М. Парпарова и др. – Л: Недра, 1986. – 247 с.
2. Обровец С.М. Нефтеперспективные доманиковые фации в межсолевых девонских отложениях Центрального района Припятского прогиба / С.М. Обровец, И.А. Яшин // Литосфера. – 2011. – № 2(35). – С. 85-965.
3. Обровец С.М. Фаменский вулканизм и его влияние на седиментогенез в Припятском бассейне зрелой фазы рифтогенеза / С.М. Обровец // Литосфера. – 2016. – № 2 (45). – С. 48-57.
4. Jarvie D.M. Unconventional Shale-Gas Systems: The Mississippian Barnett Shale of North-Central Texas as One Model for Thermogenic Shale-Gas Assessment / D.M. Jarvie, R.J. Hill, T.E. Ruble et al // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 2007. – V. 91. – No 4. – P. 475-499.

ОЦЕНКА РОЛИ БИОГЕННОГО ФАКТОРА В КОНЦЕНТРИРОВАНИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И МАЛЫХ ОЗЕР ЕГО ВОДОСБОРА

Е.А. Овдина^{1,2}, В.Д. Страховенко^{1,2}, Н.А. Белкина², Д.А. Субетто³, М.С. Потахин²

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

²Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

Значение биогенного влияния на формирование осадков отмечалось во многих работах [1, 2, 5 и др.]. Биогеохимический аспект осадочных процессов привлекает широкое внимание исследователей и сейчас, но из-за сложности объекта исследования многие вопросы так и остаются неясными [6].

Онежское озеро – второй по размерам водоём Европы, расположенный в области сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской плиты, относится к бассейну Балтийского моря, площадь водосбора составляет 62 800 км². Бассейн Онежского озера имеет тектоническое происхождение. Донные отложения представлены тонкодисперсными гомогенными глинами, ленточными глинами, железомарганцевыми образованиями (ЖМО) в виде рудных корок и конкреций размером 3-10 мкм [4].

Озера Сургубское и Шотозеро принадлежат бассейну Онежского озера. Площадь водосбора оз. Сургубское - 408 км². Котловина тектонического генезиса, является частью котловины оз. Укшозеро, с которым соединяется проливом. Площадь водосбора оз. Шотозеро составляет 5540 км². Котловина ледниково-тектонического генезиса. Донные отложения этих озер представлены илами, песком, глиной. В обоих малых озерах в донных отложениях присутствуют ЖМО в виде рудных корок и конкреций (монетная 0,2-5см и оолитовая до 5-6см руды) [3].

Исследования химического состава ЖМО проходили в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН и в Лаборатории геохимии благородных и редких элементов ИГМ СО РАН. В пробах определены значения концентраций микро- и макроэлементов, РЗЭ, минеральный состав, а также проведено изучение морфологии и фазового состава образцов [7].

Выявлено, что конкреции имеют зонально-концентрическое строение. В центре образования – терригенная составляющая, которая обрастает чередующимися преимущественно марганцевыми и железистыми зонами. Центральная часть конкреций и периферия обычно соответствуют Mn-зоне; выявлена корреляция Mn с Ba. В рудных корках прослеживается аналогичная зональность.

Соотношение Mn/Fe в рудных корках оз. Сургубское составляет 1.27, а в конкрециях 5.88. Для конкреций оз. Шотозеро соотношение Mn/Fe=0.22. Соотношение Mn/Fe для корок Онежского озера варьирует в пределах 0.46 - 5.02, для конкреций 0.11 - 8.60. Для ЖМО Онежского озера, оз. Сургубское и оз. Шотозеро характерны схожие графики распределения всех рассмотренных элементов (Рисунок).

Исследования с помощью СЭМ показали, что в строении ЖМО малых озер выделяются макро- и микрослои с характерным присутствием реликтов органического происхождения. Согласно полученным данным, участки ЖМО, зоны которых состоят из литифицированной биоты, соответствуют Mn-зоне с Ba. В Fe-зоне реликты не были обнаружены. Можно предположить, что биота,

сформировавшая подобные реликты, в процессе своей жизнедеятельности способствовала формированию локальных условий для концентрирования Mn.

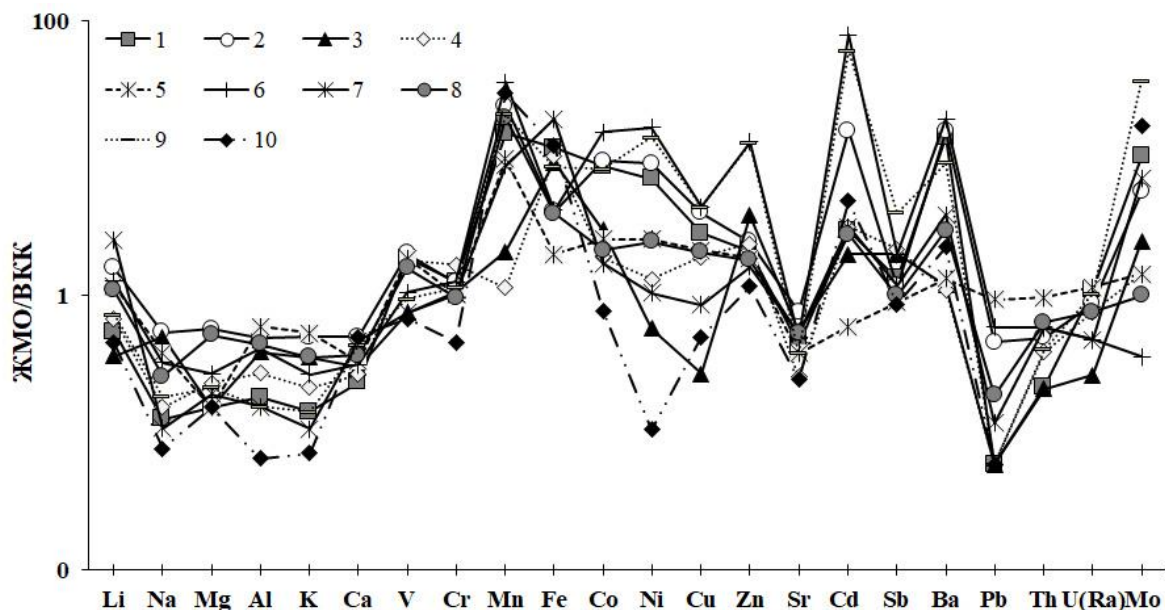


Рисунок. Графики распределения изученных элементов в Fe-Mn образованиях в оз. Онежское, оз. Сургубское, оз. Шотозеро:

1 - оз. Сургубское рудные корки, 2 - оз. Сургубское конкреции, 3 - оз. Шотозеро конкреции, 4 – оз. Онежское конкреции (Центральное Онего), 5 - оз. Онежское конкреции (Центральное Онего), 6 - оз. Онежское конкреции (Петрозаводская губа), 7 - оз. Онежское рудные корки (Большое Онего), 8 - оз. Онежское рудные корки (Большое Онего), 9 - оз. Онежское рудные корки (Кондопожская губа), 10 - оз. Онежское рудные корки (Уницкая губа)

Исходя из того, что графики распределения всех рассмотренных элементов для корок и конкреций Онежского озера, оз. Сургубское и оз. Шотозеро схожи, можно предположить, что аналогично конкрециям и коркам малых озёр, в ЖМО Онежского озера также наличествуют литифицированные реликты органического происхождения, которые пока не были обнаружены ввиду слишком малого размера зон роста ЖМО (1-3 мкм).

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-17-00176.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и результаты / М.Р. Лидер. – М.: Мир, 1986. – 439 с.
2. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1978. – 392 с.
3. Озера Карелии. Атлас / под ред. Н.Н. Филатова. – Петрозаводск, 2013. – 462 с.
4. Семенович Н.И. Донные отложения Онежского озера / Н.И. Семенович. – Л.: Наука, 1973. – 104 с.
5. Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации / Н.М. Страхов // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1953. – № 3. – С. 59-65.
6. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.
7. Strakhovenko V. Mineral and geochemical composition of the Onega Ice Lake sediments / V. Strakhovenko, D. Subetto, Tiit Hang, E. Ovdina, I. Danilenko, N. Belkina, M. Potakhin, M. Zobkov, V. Gurbich // BALTICA. – 2018. – V. 31. – № 2. – P. 162-175.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО КООБРАЗОВАНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

М.Ю. Овчинникова

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Изучение кор выветривания имеет важное научное и практическое значение в связи с многочисленными полезными ископаемыми с ними связанными. На Воронежской антеклизе широко развиты палеозойские коры выветривания на породах докембрийского фундамента. Они отличаются друг от друга по субстрату, строению, возрасту и промышленному значению. В этой связи представляется интересным эволюция образования месторождений бокситов и богатых железных руд КМА. Особенности КВ, развитых по породам железисто-кремнисто-сланцевой формации раннепротерозойского структурного яруса КМА обусловлены структурой материнских рудоносных толщ железистых кварцитов, палеотектоническими и палеогеографическими условиями [2].

В дотурнейский этап выветривания на сланцах коробковской свиты курской серии происходило формирование гидрослюдисто-каолинитового профиля, а на железистых кварцитах – преимущественно маритовых богатых железных руд небольшой мощности. Коры выветривания этого времени сохранились в Старооскольском районе Белгородской области, а также на различных кристаллических и осадочных породах Воронежской антеклизы [4]. В конце девона и в раннем турнее в палеогеографическом отношении территория юго-западного склона Воронежской антеклизы представляла собой эрозионно-денудационную равнину с превышением рельефа над уровнем моря порядка 700 м и сухим климатом [5]. Коры, сформировавшиеся на этом этапе, имеют гораздо меньшие мощности и проработанность экзогенными процессами по сравнению с нижнекаменноугольными [1].

В следующий позднедотурнейско-ранневизейский этап развития, на более древнюю кору выветривая Белгородского района наложился процесс латеризации. А в связи с обширным выходом биоса на сушу произошла значительная интенсификация процессов гипергенного рудообразования. Данные палеоландшафтного анализа визейского века позволяют судить о елховско-бобриковском времени, как основной стадии латеризации, наложенной на более древние коры выветривания. Различные типы кор выветривания в пределах месторождений указывают на несинхронность проработки древнего рельефа во времени под воздействием гипергенных процессов. Степень размыва выветрелых пород зависела от интенсивности атмосферных осадков и периодами трансгрессии визейского моря [2, 3]. Процессы выветривания в свою очередь сопровождались переотложением новообразованных богатых железных руд. Эти отложения приурочены к склоновым образованиям временных водотоков.

Далее при смене тектонического режима произошло погружение коры выветривания в условиях гидроморфного режима, выразившееся в ее преобразовании, выраженном в бертьеринизации и хлоритизации богатых железных руд и бокситов в зоне цементации перед перекрытием осадками. Особенно масштабными эти процессы были в Белгородском рудном районе. В Оскольском районе диагенетические преобразования начались в первой половине позднедевонского времени, в белгородском – в поствизейское время [5]. На границе тульского и алексинского времени происходит замедление опускания территории в пределах Белгородского района, а на отдельных участках водоразделов с латеритным покровом – кратковременные малоамплитудные поднятия, что привело

к осушению уже частично преобразованной коры выветривания и её частичному переотложению. При эпигенетических процессах продолжалась трансформация минерального и химического составов руд, слагающих кору выветривания, и их структурно-текстурного облика. В результате по трещинам и сколам происходили карбонатизация (сидеритизация), развитие сульфидов. Руды в зависимости от слагающих их минералов приобрели различную плотность в результате неравномерной цементации в верхних частях профилей [1].

Таким образом, богатые железные руды и бокситы месторождений КМА имеют сложный полигенетический характер и образовались в несколько этапов, основным из которых был – позднеюрнейско-ранневизейский этап латеритного выветривания. В зависимости от влияния процессов выветривания, диагенетического и эпигенетического преобразования руды приобретали различные физические свойства и промышленное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Меркушова М.Ю. Сравнительный анализ богатых железных руд Белгородского и Старооскольского железорудных районов КМА / М.Ю. Меркушова, И.И. Никулин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2015. – № 4. – С.107–113.
2. Никулин И.И. Железорудные коры выветривания Белгородского района КМА / И.И. Никулин, А.Д. Савко // Труды НИИ геологии Воронежского гос. ун-та. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2015. – Вып. 85. – 102 с.
3. Никулин И.И. Типы гипергенных богатых железных руд Белгородского района КМА / И.И. Никулин, А.Д. Савко, М.Ю. Меркушова // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2015. – № 3. – С. 71–82.
4. Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы / А.Д. Савко. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 120 с.
5. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы / А.Д. Савко // Труды НИИ геологии Воронежского гос. ун-та. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. – Вып. 12. – 165 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕСЧАНООЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСТРОВА КОЛГУЕВ

Н.С. Окнова

АО ВНИГРИ, Санкт-Петербург, Россия

Пермотриасовые отложения входят в группу наиболее перспективных на Арктической окраине. На Арктическом побережье Аляски в США находится гигантское газонефтяное месторождение Прадхо-Бей, начальные извлекаемые запасы в нем содержатся нефти 3,1 млрд. т и газа 736 млрд. м³. Свыше 94% запасов сосредоточены в свите седлрочит пермотриасового возраста.

Песчаноозерское месторождение расположено на острове Колгуев в Баренцевом море. 8 марта 1982 года из скважины № 1 на глубине 1 982 м был открыт первый в России приток нефти в Арктическом регионе. В 1987 году была начата промышленная добыча «черного золота», и в порту Кандалакши был принят первый танкер с колгуевской нефтью. С того времени на Песчаноозерском месторождении было извлечено более 2 миллионов тонн нефти [5].

Месторождение приурочено к чаркабожской свите нижнего триаса. В чаркабожской свите выделяются четыре пачки, составляющие два крупных цикла седиментации. Первый цикл начинается конгломерато-песчаной пачкой и заканчивается песчано-глинистой, второй цикл начинается преимущественно песчаной пачкой и заканчивается преимущественно глинистой [2-4].

Первая конгломерато-песчаная пачка имеет мощность от 35 до 50 метров на юго-востоке структуры и до 60-80 метров на северо-востоке и севере. Галька в конгломератах составляет 50-70% объема. Превалирует галька глин над кварцево-кремнистыми обломками. Глинистые породы в пачке играют подчиненную роль, мощность их не превышает 1-1,5 метров. Во всех разностях присутствует примесь пирокластического материала, концентрации которого выражаются в образовании пятен и невыдержанных прослоев туфов, туфопесчаников. Все разности пород интенсивно карбонатизированы. В основании пачки иногда встречаются прослои мощностью до 2,8 м слабо сцементированных песчаников, почти песков. Из органических остатков присутствуют обломки костей позвоночных, редко конхострак и обугленный растительный детрит. Вторая пачка, песчано-глинистая, представлена преимущественно глинами, объем которых составляет 70-75%. Песчаники и алевролиты играют подчиненную роль, они выделяются в виде прослоев и линз мощностью до 5-6 метров. Песчано-алевритовые разности составляют 1-6 м, глинистые – до 30 м. Мощность пачки в среднем 90-110 м, в некоторых разрезах сокращается до 47-54 м вследствие увеличения песчаности в центральной части.

Третья пачка преимущественно песчаная является основной продуктивной пачкой. Содержание в разрезе песчано-алевритовых пород до 50-70%. Повсеместно присутствует разрозненная галька и гравий глинистых и туфогенных пород и скопления галечного и гравийного материала, а иногда и прослоев конгломератов. Характерно обилие примеси туфогенного материала, образующего незакономерные пятна и прослои туфов, туффитов и туфопесчаников. Пачка имеет ритмичное строение, которое подчеркивается закономерной сменой песчаников, часто с прослоями конгломератов, алевролитами и глинами, завершающими седиментационный ритм. Мощность ритмов меняется от 2 до 26 м, чаще 10-13 м. Между гранулометрическими разностями нет четких границ, почти повсеместно отмечаются постепенные переходы между песчаниками, алевролитами и глинами. Для пачки характерна неравномерная, участками интенсивная карбонатизация, образование карбонатных конкреций в глинах и песчаниках разнообразной формы

размерами 0,03-0,4 мм и прослоев. Отмечено обильное скопление органических остатков: обломков костей позвоночных, чешуй рыб, конхострак, растительного детрита. Мощность пачки от 70 до 125 м. Четвертая пачка существенно глинистая, глины составляют 75-95% объема пачки. Песчано-алевритовые пласты имеют мощность не более 3 м. На поверхности напластования видны иногда трещины, залеченные песчано-алевритовым материалом. Преимущественно к сероцветным разностям приурочены обильные скопления конхострак, в песчано-алевритовых прослоях встречаются обломки костей позвоночных. Отпечатки флоры и растительный детрит обнаружены в глинах. Мощность пачки в основном 140-160 м, максимальные до 200 м на западе.

Были проведены детальные литологические исследования [1]. Согласно данным дробного гранулометрического анализа с нанесением на генетическую диаграмму Г.Ф. Рожкова осадки образовались в условиях речных и донных морских течений с сильной и слабой динамикой. По замерам косой слойчатости в ориентированном керне были реконструированы направления палеотечений, которые были направлены на северо-запад, а в восточной части острова на восток (рисунок). На основе полученных данных построена схематическая карта, на которой реконструирована палеodelьта типа «птичья лапа». Между рукавами палеodelьты расположены приустьевые бары или гряды, к которым приурочены песчаные отложения, сложенные более крупнозернистым, отсортированным материалом. Возможно, что в этих песчаных телах и формировались ловушки углеводородов. Фациальные условия, существовавшие в чаркабожское время на Песчаноозерской площади, были благоприятными для формирования коллекторов и ловушек. Покрышкой служила четвертая, субрегионально распространенная глинистая пачка.

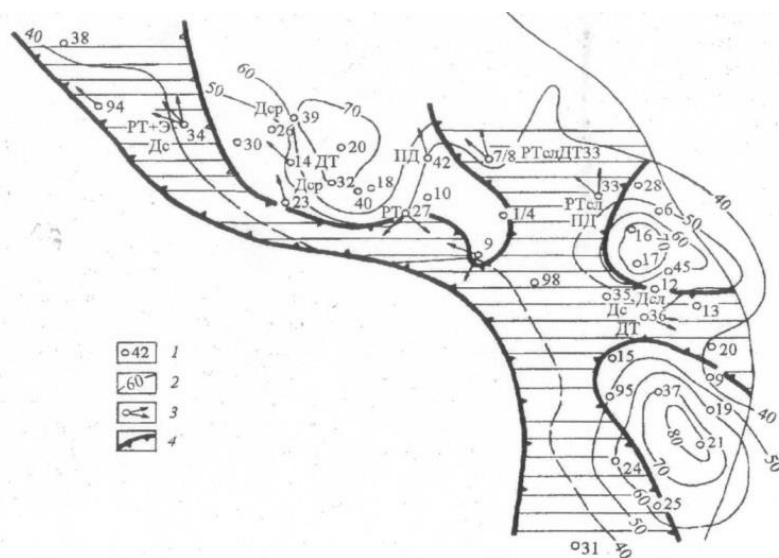


Рисунок. Литолого-палеогеографическая карта формирования Песчаноозерского месторождения.

1 – скважины, 2 – изолинии значений песчанистости, 3 – направление палеотечений по замерам косой слойчатости в ориентированном керне (И.Л. Геращенко).

Индексы гранулометрических параметров (по Г.Ф. Рожкову):

ПД – поступательные движения, Д – динамика (с – сильная, ср – средняя, сл – слабая), РТ – речные течения, ДТ – донные течения, Э – эоловая обработка, ЗЗ – застойные условия, 4 – очертания дельты палеореки

ЛИТЕРАТУРА

1. Гроссгейм В.А. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / В.А. Гроссгейм, Г.Ф. Рожков, Н.С. Окнова и др. – Л.: Недра, 1984. – 271 с.
2. Мораховская Е.Д. Новые данные по строению триасового разреза юго-востока о. Колгуев / Е.Д. Мораховская, Н.К. Куликова, А.Н. Орлов // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических островов. – Л., 1990. – С. 62-75.
3. Окнова Н.С. Перспективы нефтегазоносности верхнепермско-мезозойских отложений Печоро-Баренцевоморского бассейна / Н.С. Окнова // Геология нефти и газа. – 1992. – № 11. – С. 43-47.
4. Окнова Н.С. Литолого-палеогеографические и геодинамические реконструкции при поисках неантиклинальных ловушек углеводородов (на примере Тимано-Печорской провинции) / Н.С. Окнова. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1998. – 108 с.
5. <http://www.dvinainform.ru/economy/2014/08/17/27065.html>

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА В РАЗРЕЗЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ БАЖЕНОВСКАЯ 1

Е.Е. Оксенойд, Э.А. Вторушина

Автономное учреждение «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», Тюмень, Ханты-Мансийск, Россия

Параметрическая скважина Баженовская 1 пробурена в 2018 году с целью изучения геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности высокоуглеродистых отложений баженовской свиты, рассматриваемой в качестве основного перспективного источника сланцевой нефти на территории России. Несмотря на то, что отложения баженовской свиты с разной интенсивностью исследуются уже более 50 лет, в виду сложности строения объекта осуществимость и целесообразность добычи «баженовской» нефти до сих пор остаются предметом дискуссии. Новые лабораторные данные по литологии и минерально-вещественному составу необходимы для создания парадигмы разработки баженовского горизонта.

Параметрическая скважина Баженовская 1 пробурена в зоне перехода баженовской в нижнюю часть тутлеймской свиты. Высокоуглеродистые отложения вышеназванных свит входят в баженовский горизонт, принимаемый в объеме верхов нижневолжского – низов нижнеберриасского подъярусов верхней юры-нижнего мела, прослеживаемый в Западной Сибири на территории более 2 млн. км².

В скважине Баженовская 1 вынос керна по тутлеймской свите составил 93%, однако из интервала 2780-2800 м вынесено 53% керна, в результате кровельная часть нижнетутлеймской подсвиты оказалась не охарактеризована исследованиями.

Для выполнения комплексного изучения, включающего анализ петрографических шлифов, определение открытой (занятой и незанятой битумоидами) и закрытой пористости, минерального, элементного состава пород и пиролиза было изготовлено 102 цилиндрических образца с шагом около 0,4 м.

Определение минерального состава образцов проводили на рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA с применением программного комплекса Siroquant version 3 по методу Ритвельда путем моделирования экспериментальной дифрактограммы с наилучшим приближением «теория-эксперимент». Для идентификации глинистых минералов выполнялся сравнительный анализ ориентированных образцов – воздушно-сухих, насыщенных глицерином и термически обработанных. Силикатный анализ проводили на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL PERFORM'X 4200 по методу фундаментальных параметров.

На рисунке представлена геолого-геофизическая характеристика тутлеймской свиты с результатами силикатного (РФА) и рентгеноструктурного (PCA) анализов. В колонке с петрогенными оксидами также показано содержание органического вещества (ОВ), рассчитанное по данным пиролиза. Вынесенные в колонке «минералогия» концентрации минералов показаны без учета содержания органического вещества.

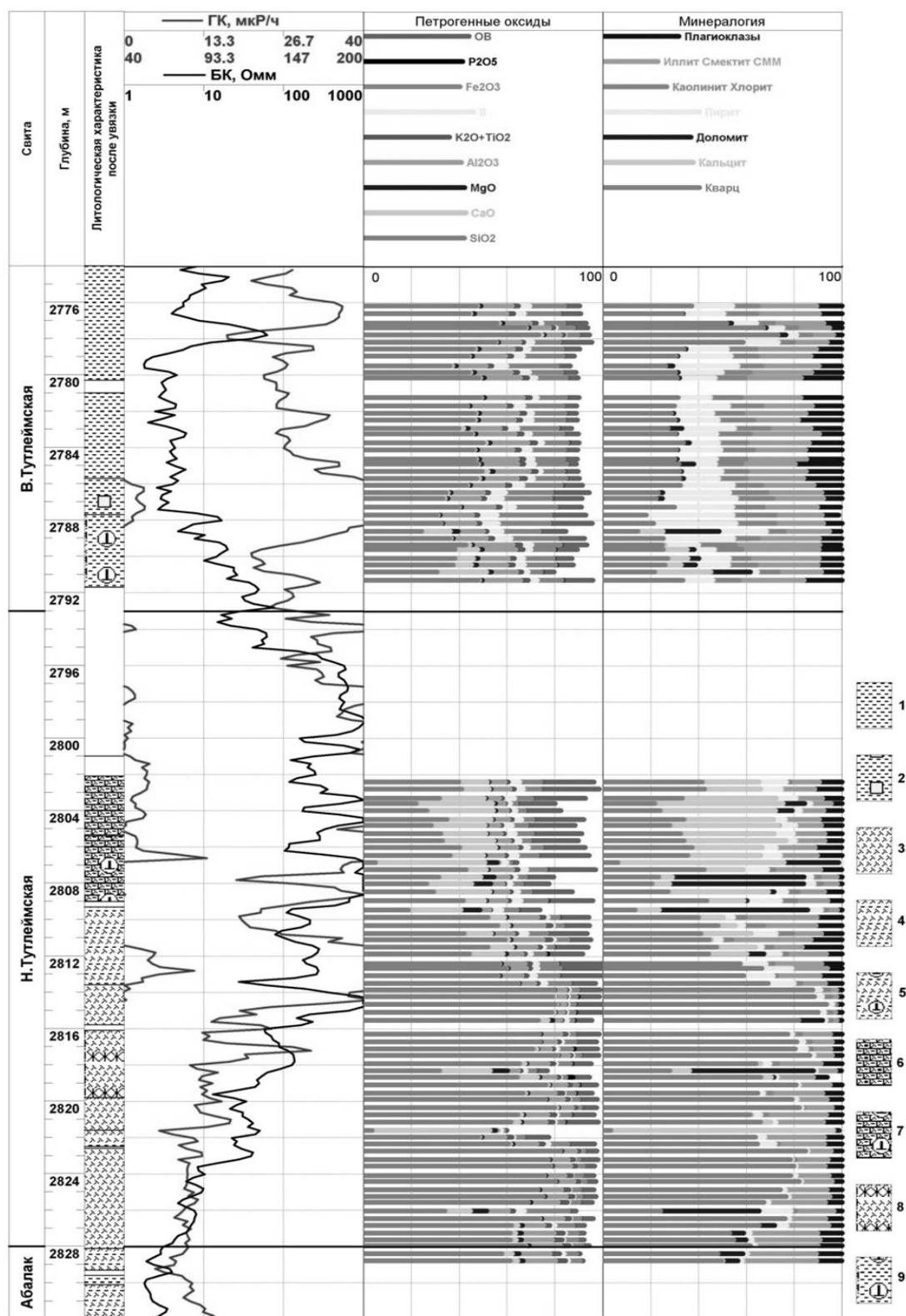


Рисунок. Геолого-геофизическая характеристика тутлеймской свиты скв. Баженовская 1 с результатами РФА и РСА

Породы (1 – пиритизированная кремнисто-глинистая, 2 – сильнопиритизированная кремнисто-глинистая, 3 – силициты глинистые, 4 – глинисто-кремнистая, 5 – глинисто-кремнистая с карбонатными линзами, 6 – смешанного состава (микститы), 7 – микститы с карбонатными линзами, 8 – силициты глинистые с прослоями радиоляритов, 9 – кремнисто-глинистая с карбонатными линзами)

Для тутлеймской свиты как для нефтегазоматеринской толщи ключевым параметром является содержание органического вещества, которое в рассматриваемых отложениях сначала растет снизу вверх, достигая максимума ($\text{Corg}=19\%$) в верхней части нижнетутлеймской подсвиты, а затем убывает. Другой характерной чертой рассматриваемых отложений является высокое содержание пирита (до 30% в верхнетутлеймской подсвите). Минерал присутствует в породе в рассеянном состоянии, образует желваки, линзы, замещает органические остатки.

Нижняя часть тутлеймской свиты сложена преимущественно углеродистыми (средний $\text{Corg}=7\%$) глинистыми силицитами. Согласно петрографическому описанию шлифов кремнезем в породе присутствует в составе глинисто-кремнистого матрикса и в обломках радиолярий. Встречаются прослои радиоляритов толщиной в единицы см. Породы содержат остатки рыб, теутид и двустворок. На глубине 2812,7 м присутствует бурый прослой пелитизированных туфов толщиной около 2 мм.

Разрез верхней толщи нижнетутлеймской подсвиты представлен высокоуглеродистыми породами (средний $\text{Corg}=14\%$) смешанного состава (микститами). Значительную роль играет биогенный карбонатный материал, связанный преимущественно с остатками кокколитофорид. Для пород характерно большое количество двустворок.

Отложения верхнетутлеймской подсвиты представлены углеродистыми (средний $\text{Corg}=6\%$) сильнопиритизированными (среднее содержание 16%) пелитовыми породами смешанного преимущественно кремнистого-глинистого состава с алевроитовой примесью. В подошвенной части подсвиты выделяется двухметровый прослой с повышенным содержанием пирита ($\text{Corg}=24-31\%$) и органического вещества ($\text{Corg}=8-14\%$).

Авторы благодарят к.г.-м.н. Зубкова М.Ю. за любезно предоставленное петрографическое описание шлифов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕНОСНОСТЬЮ НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ХМАО-ЮГРЫ

Е.В. Олейник

АУ «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», Тюмень, Ханты-Мансийск, Россия

Зоны аномального строения баженовской свиты многие годы привлекают внимание исследователей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Это объект со сложным геологическим строением, в пределах аномальных зон выявлено не мало скоплений углеводородов, что вызывает дискуссии по перспективам их нефтеносности. Исследованием аномальных разрезов занимаются многие специалисты Западной Сибири. Существует несколько точек зрения по вопросу формирования аномальных зон: модель подводно-оползневой генезиса А.А. Нежданова [4], модель регионального выклинивания баженовских литофаций на разных стратиграфических уровнях, изложенная О.М. Мкртчяном [3], механизм формирования аномалий за счет биохимической модели маргинального фильтра В.Ф. Гришкевича [1], модель клавишного погружения И.С. Гутмана [2] и др.

Выделение аномальных разрезов (АР) в НАЦ РН проведено по данным поисково-разведочного бурения на территории развития клиноформных резервуаров неокомского нефтегазоносного комплекса. По данным ГИС в аномальные разрезы включены скважины с отличными от типичной «баженовской» записи показаниями геофизических методов. Как правило это равномерное чередование по разрезу высокоомных с повышенной радиоактивностью прослоев битуминозных пород и прослоев с характеристиками песчано-алевритовых пород. Есть вариант записи аномалии, который характеризуется преобладанием в разрезе битуминозных пород, причем основная мощность их приурочена к кровельной части разреза.

Проведено сопоставление распределения на территории ХМАО зон аномальных разрезов, выделенных по сейсмическим материалам (по А.А.Нежданову) и по данным ГИС (НАЦ РН). В целом местоположение зон обоих вариантов совпадает. Некоторые контуры, выделенные по аномальной записи сейсмоки не подтверждаются данными бурения. По данным ГИС свита однозначно выделяется в разрезе, закономерности изменения геофизических характеристик идентичны нормальному разрезу свиты, отличие только в мощности отложений практически в два раза превышающей среднюю мощность свиты на территории округа. Встречается и обратная ситуация, когда аномалия выделена только по данным ГИС, что можно объяснить отсутствием сейсмической информации на момент обобщения материалов автором.

В районе зон АР сосредоточено большое количество залежей углеводородов. Выявленные залежи приурочены как к коллекторам внутри аномального разреза, так и к песчано-алевритовым породам ачимовской толщи, залегающим непосредственно над аномальным разрезом. В западной части зон АР, между монолитными битуминозными породами баженовской свиты и подстилающими отложениями георгиевской свиты по данным бурения выделяется пропласток песчано-алевритового состава. По данным материалов сейсморазведочных работ выделение этого, как правило, незначительного по мощности пропластка не возможно. Прослеживается он только по данным ГИС, но на многих территориях с аномальным строением отложений баженовской свиты. Поэтому можно предполагать его развитие повсеместно в западной части прослеживаемых по сейсмическим материалам аномальных зон. Основная часть нефтеносности в АР выявлена именно в этой части зоны. Притоки, получаемые в скважинах этой части аномальных зон,

достигают $20 \text{ м}^3/\text{сут.}$ и более. Пласт является перспективным объектом для поиска углеводородов.

Первичная миграция углеводородов из нефтепроизводящих толщ в проницаемые породы зависит от степени расслоенности обогащенных органическим веществом образований. Как правило, основными генерирующими породами для неомских отложений в Западно-Сибирской провинции, рассматриваются отложения баженовской свиты. Зоны АР, где битуминозные породы дислоцированы и переслаиваются с проницаемыми породами ачимовской толщи, являются наиболее благоприятными для первичной миграции. Чем больше поверхность соприкосновения нефтепроизводящих пород с проницаемыми породами, тем больше глубина их дренирования.

Для того, чтобы количественно определить влияние АР на нефтеносность резервуаров неомских отложений на территории ХМАО-Югры были выделены эталонные участки. Это хорошо изученные бурением и сейсмическими работами участки с выявленной или не выявленной нефтеносностью. Использован параметр – доля зон аномального строения баженовской свиты $D_{ан}$ на участке. Он определялся как отношение площади аномалии к площади битуминозных пород, которая для каждого участка своя. Рассматривалась зависимость параметра $D_{ан}$ от плотности начальных суммарных ресурсов клиноформных резервуаров, выделенных в неомских отложениях. Коэффициент корреляции плотности ресурсов нефти с параметром составляет 0,84 по 18 эталонным участкам (рисунок).

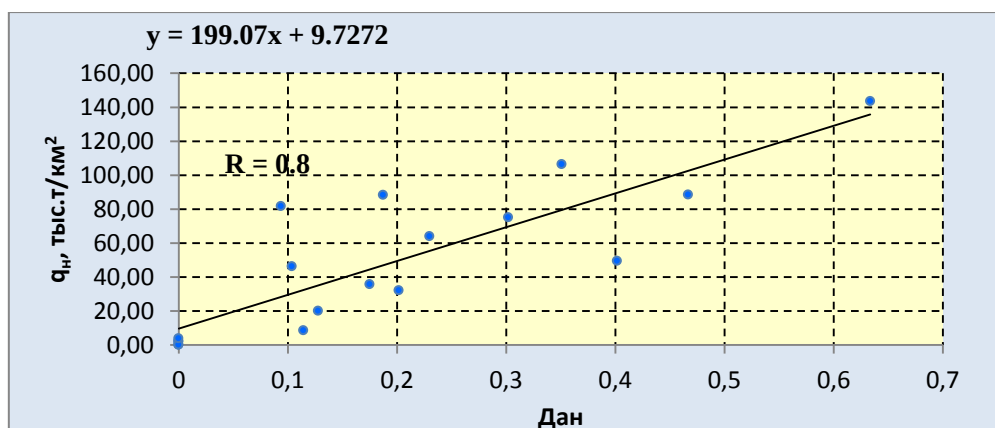


Рисунок. Корреляционная зависимость плотности ресурсов нефти в отложениях осложненной части неомских отложений от доли зон аномального строения баженовской свиты на участке

ЛИТЕРАТУРА

1. Гришкевич В.Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа / В.Ф. Гришкевич. – Тюмень: Издательский Дом «ИздатНаукаСервис», 2005. – 116 с.
2. Гутман И.С. Особенности геологического строения нижнемеловых и верхнеюрских отложений Северо-Покачевского месторождения / И.С. Гутман, Е.А. Качкина, С.В. Арефьев // Геология нефти и газа. – 2015. – № 1. – С. 53-62.
3. Сейсмо-геологическое изучение клиноформных отложений Среднего Приобья / О.М. Мкртчян, И.Л. Гребнева, В.П. Игошкин и др. – М.: Наука, 1990. – 108 с.
4. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири / А.А. Нежданов, В.А. Пономарев, Н.А. Туренков, С.А. Горбунов. – М., 2000. – 247 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ СУКЦЕССИЯ КАК ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА И ФЕС РИФОГЕННЫХ МАССИВОВ

К.Ю. Оленова, А.В. Постников

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

Исследование большого количества рифогенных массивов разного возраста показывает их высокую латеральную и вертикальную неоднородность при относительно сходном составе генетических типов пород. Для обоснования строения резервуара необходим анализ распределения пачек в разрезах, анализ соотношения не только типов пород, но и слагающих их компонентов.

Для резервуара, приуроченного к рифогенному массиву верхнего девона центральной части Хорейверской впадины, получилось возможным наглядно продемонстрировать на непрерывно отобранном керновом материале стадии экологической сукцессии рифогенного массива.

В разрезе выделены разнообразные типы известняков: биогермные строматопорово-водорослевые и водорослево-строматопоровые (баундстоуны); водорослевые и сферово-водорослевые (баундстоуны); комковатые (грейнстоуны); интракластово-комковатые спаритизированные (грейнстоуны спаритизированные); строматолитоподобные, сгустковые с органогенным детритом и узловатые. В литотипах биогермных пород выделяются разности с комковатым и комковато-сгустковым заполнителями.

Характер чередования пород в разрезе затрудняет выделение четких циклических последовательностей, но прослеживаются общие тенденции смены литотипов. В разрезе выделяются три части.

Нижняя часть (порядка 30 м) характеризуется наиболее высокой неоднородностью. Породы-коллекторы представлены баундстоунами строматопорово-водорослевыми с комковатым заполнителем и, в меньшей степени, сферово-водорослевыми разностями. Значительную роль играют строматолитоподобные известняки, среди которых встречаются плотные и пористые разности, отмечаются прослои пористых грейнстоунов.

В средней части (около 50 м) выделяются две мощные пачки (до 19 м), сложенные плотными и низкопористыми водорослевыми доломитистыми баундстоунами со сгустково-комковатым заполнителем, переслаивающимися со столь же плотными спаритизированными интракластово-комковатыми известняками. Эти мощные пачки подстилаются и разделены толщами переслаивания, в которых водорослевые баундстоуны с комковатым заполнителем чередуются с низкопористыми строматопорово-водорослевыми разностями с комковато-сгустковым заполнителем и более пористыми прослоями с комковатым заполнителем.

Верхняя часть, вскрытой мощностью порядка 90 м, характеризуется высокой неоднородностью, встречены все выделяемые литотипы, за исключением сферово-водорослевых баундстоунов и плотных строматолитоподобных известняков. Преобладают пористые баундстоуны – в нижней части водорослево-строматопоровые с комковатым заполнителем, в верхней – значительна роль строматопорово-водорослевых и водорослевых разностей. Спорадически встречаются прослои и пачки низкопористых строматопорово-водорослевых баундстоунов с комковато-сгустковым заполнителем.

Рассматриваемые части разреза весьма характерны для рифовых систем и отражают процесс формирования экологической сукцессии рифа – от зарождения до

угасания [1]. Нижняя (первая) часть – стадия стабилизации, в течение которой создавался прочный субстрат-фундамент в виде толщи переслаивания грейнстоунов с биоморфной составляющей, сферово-водорослевых баундстоунов и строматолитоподобных известняков. Следующая (вторая) часть – стадия колонизации, где происходит заселение пионерным сообществом – довольно мощные постройки зеленых водорослей (бафлстоунов) с прослоями интракластово-комковатых пород (флаутстоунов). Третья часть разреза характеризуется расцветом рифообразующих форм. Наряду с синезелеными и зелеными водорослями происходит развитие разнообразных форм строматопороидей (массивных, пластинчатых, желваковых). Структура постройки достаточно выразительно возвышается над уровнем моря. В конце данной стадии отмечается вымирание массивных форм строматопороидей, в водорослевых биоценозах прослеживаются лишь редкие пластинчатые формы строматопороидей с прослоями комковатых грейнстоунов, что, по-видимому, соответствует климаксовой стадии доминации.

Наилучшими коллекторскими свойствами в разрезе обладают комковатые грейнстоуны. Структура их порового пространства определяется размером форменных элементов – цианобактериальных комков и интракластов. Пористость, составляющая 8-20%, распределена равномерно, размер пустот невелик (в среднем до 0,2 мм).

Среди баундстоунов лучшими коллекторскими свойствами обладают водорослево-строматопоровые разности с комковатым заполнителем. Объем пустотного пространства их составляет 7-15%. Несколько уступают им водорослево-строматопоровые и водорослевые. Тип коллектора преимущественно поровый и порово-каверновый. Участки пород, представленные перекристаллизованными и спаритизированными колониями зеленых водорослей, остаются плотными. Развитие каверн, увеличение пористости, возрастание их связности повсеместно обусловлено выщелачиванием. Процесс выщелачивания закономерно сопряжен с процессом вадозной цементации, в некоторой степени снизившей емкостные свойства пород. Разнонаправленность и многостадийность формирования пустот определяет пятнистый характер распределения пористости в коллекторах. Существенно ниже пористость аналогичных литотипов, обладающих комковато-сгустковым межкаркасным заполнителем.

Пористость сферово-водорослевых баундстоунов также неравномерна, однако ограниченность развития этих пород в рассматриваемом разрезе не позволяет провести обобщения по их коллекторским свойствам.

Значимой пористостью, сопоставимой по величине с баундстоунами, обладают некоторые разности строматолитоподобных известняков. Для этих пород характерна высокая связность пор по латерали, при очень низкой – вертикальной.

Развитие рифового массива завершается с увеличением глубины бассейна, при котором происходило накопление узловатых известняков, не обладающих значимым пустотным пространством.

ЛИТЕРАТУРА

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

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОТИПОВ БАЖЕНИТОВ ТЕВЛИНСКО-РУССКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М.А. Паймухин¹, И.П. Зинатуллина²

¹«Когалымнефтегаз» ООО «ЛЗС», Когалым, Россия

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Тевлинско-Русскинское месторождение расположено в Сургутском районе Ханты-Мансийского автономного округа.

Баженовская свита Тевлинско-Русскинского месторождения является сложнопостроенным объектом с трудноизвлекаемыми запасами УВ. Изучение генезиса баженинтов позволит уточнить строение и запасы УВ в этом объекте разработки.

В данной работе исследовались образцы из двух разрезов баженовской свиты: это «аномальный» разрез и «нормальный» разрез.

«Нормальный» разрез баженовской свиты на 80% сложен битуминозными сланцами, черными, тонкоотмученными, тонкослоистыми, листовато-слоистыми с включением вкраплений зерен пирита и кальцита.

«Аномальный» разрез баженовской свиты наиболее точно отражает гипотезу подводно-оползневой модели и представлен переслаиванием тёмно-серых битуминозных аргиллитов, в основной массе серо-зелёных алевролитов мелко-крупнозернистых, где наблюдается текстура пластичной деформации за счёт оползания.

«Аномальные» разрезы можно рассмотреть как самостоятельный литофациальный комплекс с присущими только ему особенностями осадконакопления, которые заключаются в резкой смене условий от глубоководно-морских к прибрежно-морским.

«Нормальный» разрез баженовской свиты сложен аргиллитами черными, битуминозными, плотными, тонкоотмученными, листоватыми. В шлифах в аргиллитах часто наблюдается тонкая слоистая или (чаще) линзовидно - слоистая микротекстура. Линейность и линзовидность подчеркиваются присутствием углефицированных органических остатков.

Породообразующими компонентами являются тонкозернистый кварц, калиево полевые шпаты, чешуйки биотита и мусковита, цементная часть базального типа представлена пиритом, кальцитом, сидеритом, каолинитом [2].

Растровая микроскопия позволила авторам более детально изучить структуру порового пространства битуминозных аргиллитов и алевролитов.

Структура аргиллитов пелитовая, фитогомепелитовая, текстура микрослоистая. Отличительная особенность микрослоистых аргиллитов заключается в горизонтальном трещиноватом строении, обусловленном заполнением трещин и слоев по напластованию пелитовым, алевролитовым материалом и ТВО.

Структура алевролитов плотная, массивная, слоистая, отличается от аргиллитов присутствием более крупной размерности зерен.

Исследователями было установлено, что большое количество органического вещества присутствует именно в нормальном разрезе баженовской свиты, где встречены фрамбоиды пирита в обрамлении кристаллов кальцита

Битуминозные аргиллиты были подвергнуты исследованию отражательной способности микрокомпонентов органического вещества. Ввиду содержания большого количества водорослей в бассейне осадконакопления, а также привноса наземных растений, к которым относятся травянистые папоротники и гинкговые

растения, распространённые в юрском периоде, основным микрокомпонентом, по которому проводились измерения, является витринит.

Основные значения отражательной способности, полученные при измерениях, варьируются от 0.53 до 0.56. Согласно шкале градации катагенеза осадочных образований, составленной Н. Б. Вассоевичем и А. Э. Конторовичем, данные образцы приурочены к стадии раннего мезокатагенеза.

Давление в 100-130 МПа и температура 130-150°C характерны для данной стадии. Преобразование осадочных толщ в таких условиях, способствует уплотнению нефтематеринских пород, и как следствие снижается проницаемость или отсутствует совсем. Происходит дифференциация битумных компонентов: часть сорбируется и выпадает в твёрдую фазу, часть становится лёгкой, более углеводородной [3].

Микронепфть преобразуется в пригодную для промышленного использования капельножидкую. Именно на данной стадии находится большинство рассматриваемых образцов баженовской свиты.

Проведенные исследования литолого-минералогического состава пород баженовской свиты дают основания полагать, что рассматриваемая формация буквально «пропитана» углеводородами, однако процесс их извлечения труднодоступен, что только подвигает ведущих геологов всего мира продолжать изучать строение и особенности уникальной свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нестеров И.Н. Баженовская свита – губка с нефтью / И.Н. Нестеров // Наука и жизнь. – 2009. – № 11. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.mygeos.com/2009/11/24/bazhenovska-svita-gubka-s-neftyu> (Дата обращения: 24.09.2018).
2. Паймухин М.А. Вещественный состав литотипов баженинов Тевлинско-Русскинского месторождения / М.А. Паймухин, И.П. Зинатуллина // Вопросы естествознания. – 2018. – № 4(18). – С. 28-33.
3. Jacob H. Disperse solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas / H. Jacob // Erdol Und Kohle. – 1985. – V. 38. – P. 365-366.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЦИКЛ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ

Ю.Г. Пактовский

Пермский государственный научно-исследовательский университет, Пермь, Россия

Закономерная последовательность этапов геологического развития может быть выражена в идее стадийности [3], как последовательность осадконакопления – в идее цикличности [7]. Территория Южного Притиманья, входящая, по И.Д. Соболеву (1983), в состав Западно-Уральской зоны складчатости (ЗУЗС), представлена рядом антиклиналей северо-западного (тиманского) простирания, из которых Полюдово-Колчимский антиклинорий является наиболее крупной и хорошо изученной структурой. Структуры тиманского простирания прошли три стадии геологического развития в позднепротерозойской истории [3]. Ранняя стадия (RF_1 – RF_2) связана с заложением Тиманской подвижной системы, спредингом и раскрытием Печорского палеоокеана, развившегося из внутриконтинентального рифта Русской плиты во время деструкции суперконтинента Родиния. На исследуемой территории Южного Притиманья отложения ранней стадии пока неизвестны. Возможно, в отличие от Калтасинского авлакогена, они просто не вскрыты бурением [6]. Средней стадии (RF_3) на территории Южного Притиманья соответствуют отложения рассольнинской (RF_3rs), деминской (RF_3dm) и низьвенской (RF_3nz) свит. Фалаховая формация рассольнинской свиты, представленная аркозовыми песчаниками трансгрессивного цикла осадконакопления, в конце рассольнинского времени сменяется карбостромовой, при этом в серых известняках пятой пачки (RF_3rs_5) отмечаются прослой туфов и туфобрекчий щелочных базальтоидов дресвянского комплекса ($T\beta RF_3dr$), отнесенных к базаль-долеритовой (трапповой) формации [7], что может свидетельствовать о платформенной тектоно-магматической активизации. Отложения деминской свиты, представленные вишнево-красными глинистыми строматолитовыми известняками, указывают на мелководную обстановку и дальнейшее медленное прогибание ложа палеобассейна. Карбостромовая формация фиксирует рифтогенную стадию развития [5], что связывается с развитием Полюдовского рифта [2] на изучаемой территории. Отложения низьвенской свиты представлены серыми строматолитовыми доломитами с терригенными прослоями, в том числе грубообломочными. Стратиграфические несогласия и внутриформационные перерывы определяются по резкой смене карбонатного разреза терригенным, а также по волнистой поверхности напластования размываемых доломитов, выше которых следуют грубообломочные терригенные слои, и количество их возрастает в третьей пачке низьвенской свиты (RF_3nz_3). Между рифейским и вендским циклами осадконакопления фиксируется крупный перерыв, который связывается с орогенезом Тимана [7, 5]. Вендский цикл осадконакопления представлен отложениями нижнего венда в составе усть-чурочинской (V_1uc), чурочинской (V_1cr), ильязовской свит (V_1iv) и верхнего венда в составе кочешорской свиты (V_2kc). В базальных слоях усть-чурочинской свиты отмечаются фангломераты с обломками карбонатов нижележащей деминской свиты (RF_3dm) – это местный источник размыва, а также обломки кристаллического фундамента Русской плиты – области ближайшего сноса. Трансгрессия усть-чурочинского времени, пришедшая со стороны Печорской плиты, отмечена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов и сменяется регрессией. Чурочинское время отличается образованием континентальных красноватых тиллитовидных конгломератов с аргиллитоподобным матриксом и каркасом, состоящим из сгруженного

грубообломочного материала как местных осадочных пород, так и пород кристаллического фундамента платформы. На третьей стадии развития Тиманская подвижная система в составе Печорской плиты причленилась к Русской по тиманскому шву в результате коллизии [5]. Так возникла горная система Тимана с компенсированным прогибом на месте древнего Полюдовского рифта. Отложения ильважской (V_1iv) и первой пачки кочешорской свит ($V_2k\check{c}_1$) представлены ритмичным переслаиванием серо- и зеленоцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов флишоидного типа. Отложения второй пачки кочешорской свиты ($V_2k\check{c}_2$), более грубообломочные и менее литифицированные, связываются с образованием молассы, главным поставщиком обломочного материала которой был растущий ороген Тимана [5, 6]. Таким образом, на основе стадийного анализа делается вывод о тесной связи в эпоху позднего протерозоя (RF_3 - V_2) северо-восточной окраины Русской плиты и Тиманского подвижного пояса. Авторская модель стадийности развития территории Южного Притиманья на протяжении байкальского цикла представлена в нижеследующей таблице.

Таблица

Схема стадийности развития Тиманской окраины Русской плиты

Общая возрастная шкала	Печорская плита		Русская плита
	Тиманская подвижная система		Тиманская окраина Русской плиты
V ₂ -Є	Плитный режим, эродирование Тимана		
V ₂	Мезенский предгорный палеобассейн	Коллизия, складчатая система Тимана	
V ₁	Печорский палеоокеан	Субдукция, орогенез Тимана	Отмирание рифта (инверсия)
RF ₃		Спрединг	Рифтовая активизация
		Межконтинентальный рифт	Плитный режим
RF ₂	Внутриконтинентальный рифт		

ЛИТЕРАТУРА

1. Ибламинов Р.Г. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Р.Г. Ибламинов, С.Б. Суслов. – Пермь, Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. – С. 145–153.
2. Ключина М.Л. История геологического развития западного склона Урала в позднем докембрии и раннем палеозое / М.Л. Ключина, Б.Я. Дембовский // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. – М., 1988. – С. 98–106.
3. Кондаин О.А. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / под ред. О.А. Кондаин. Соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 584 с.
4. Курбацкая Ф.А. О строении и развитии зоны сочленения Западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии / Ф.А. Курбацкая // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – С. 50–59.
5. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин / В.Г. Оловянишников. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – 164 с.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) / В.Н. Пучков. – Уфа: ДазайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
7. Смирнов Ю.Д. Геология и палеогеография западного склона Урала / Ю.Д. Смирнов, Н.Г. Боровко, Н.П. Вербицкая, Н.А. Румянцева, Н.Б. Бекасова, В.П. Горский, Ю.Б. Евдокимов, Л.И. Лукьянова. – Л.: Недра, 1977. – 199 с.

ЭЛИЗИОННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ В ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

С.Г. Парада

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

Опыт изучения районов добычи россыпного золота восточных регионов России показывает, что основным источником благородного металла в россыпях являются относительно слабо золотосные кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны, широко развитые в терригенных толщах. При этом объемы интрузивных пород, с которыми могло бы быть связано образование жильного кварца в этих районах крайне незначительные. Об этом свидетельствуют факты массового развития кварцевых жил и жильно-прожилковых зон и практически полное отсутствие интрузивных пород в подстилающих россыпи терригенных породах, что выявляется при визуальном исследовании породных отвалов драг и коренных пород, зачищенных при отработке россыпей.

Структурно-геологические и минералого-геохимические исследования кварцевых жил и жильно-прожилковых зон, в том числе золотосных, в терригенных толщах указывают на их сингенетическое с вмещающими породами образование. Об этом свидетельствуют факты согласного с породами залегания отдельных кварцевых жил огромной протяженностью (до 5 км), и их вовлеченность в складчатые деформации вместе с вмещающими толщами [5]. Минералого-геохимические исследования указывают на одноактное формирование золотосных кварцевых жил Верхояно-Колоымской провинции [1, 2]. Установлено также, что проявления локального контактово-термального и регионального динамотермального метаморфизма в золотосных районах приводят к метаморфическим преобразованиям не только терригенных пород, но и кварца локализованных в них жил, а также рудных минералов, в том числе самородного золота [4]. Эти наложенные эндогенные процессы обычно маскируют литогенную природу кварцевых жил во многих золотороссыпных районах. Менее всего они проявлены в Южном Верхоянье, в связи с чем литогенная природа золотого оруденения проявляется здесь наиболее четко.

Согласно исследованиям [7], осадки Верхоянского комплекса представляют собой разнообразные лавинные накопления зерновых и суспензионных автокинетических потоков долинно-веерных систем континентального склона. Учитывая возраст и фациальные условия отложения осадков можно предположить, что рассеянное органическое вещество в них аллохтонное и представлено частицами высших растений. Растительный детрит адсорбировал золото из морской воды и захоронялся в осадке. Неуравновешенная процессами диагенеза, органо-минеральная масса довольно быстро оказывается в условиях катагенеза под давлением вышележающих осадков. В результате в изначально обедненных глинистым веществом песчаниках отмечаются рекристаллизационно-грануляционный бластез на контактах песчаных кварцевых зерен и пластические деформации в кварце, сопровождающиеся окварцеванием и альбитизацией полевых шпатов. В песчаниках так же появляются кварцевые прожилки. В пелитах и глинистых песчаниках катагенез проявляется иначе, а именно в виде последовательной трансформации глинистых минералов группы смектитов через смешанослойную фазу в гидрослюда и частично в хлорит [6]. На стадии метакатагенеза гидрослюда 1 Md трансформируется в серицит 2 M₁. Все это имеет решающее значение для формирования золотого оруденения, т. к. приводит к неравномерному разогреву толщи осадков и появлению миграционных форм кремнезема и золота в

связи с тем, что необратимый процесс уплотнения глинистых коллоидно-дисперсных систем сопровождается увеличением температуры этого агрегата [3]. Таким образом, в переслаивающихся песчано-глинистых толщах могут возникать температурные градиенты, обусловленные разностью температур между «саморазогревающимися» глинистыми и относительно «холодными» песчанистыми пластами. Это приводит к разогреву поровых вод и их усиленной эксфильтрации в пласты безглинистых песчаников. В последних происходит опережающий аутигенный минералогенез, что подтверждается петрографическими исследованиями [7]. На глубинах 3-5 км в условиях лавинного захоронения осадков и повышенных (100-250⁰С) температур начинается массовая альбитизация толщ за счет натрия захороненных в порах морских вод. Главной особенностью этого геохимического процесса, определяющей металлогеническую специализацию толщ, является разделение натрия и хлора [4]. В данных термодинамических условиях натрий фиксируется в новообразованном альбите, а хлор, не находя собственной минеральной фазы, насыщает эксфильтрационные воды и, обладая избирательно высокой активностью по отношению к золоту, способствует его выщелачиванию, миграции и перераспределению в масштабе всей толщи. Согласно экспериментальным данным, уже в интервале температур 150-200⁰С резко возрастает растворимость кварца осадочных пород. Еще более резко она возрастает при увеличении щелочности. Таким образом, уже на стадии катагенеза формируются кремнекислые гидротермальные растворы. Они могут насыщаться золотом за счет его десорбции с частиц рассеянного углеродистого вещества. Кварц отлагается в форме согласных или лестничных кварцевых жил в пластах песчаников.

Совокупность изложенных данных указывают на латераль-секреционный механизм формирования золотоносных кварцевых жил в терригенных толщах, реализующийся в условиях катагенеза. При этом толщи пелитов выступают в качестве генератора золотоносных кремнекислых растворов, которые разгружаются в пластах псаммитов, выступающих в качестве коллекторов, и образуют послойные и лестничные кварцевые жилы. Эти жилы являются золотоносными, если растворы содержали золото. Если золото в растворах отсутствовало, то формировались безрудные кварцевые жилы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид / Г.Н. Гамянин. – М.: ГЕОС, 2001. – 222 с.
2. Кокин А.В. Региональная геохимия (Южное Верхоянье) / А.В. Кокин, В.И. Сухоруков, П.Р. Шишигин. – Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1999. – 432 с.
3. Котина Р.П. Формирование автономной рудогенерирующей структуры на стадии метакатагенеза / Р.П. Котина, П.Ф. Швецов // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 302. – № 2. – С. 396–399.
4. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах / С.Г. Парада // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 3. – С. 275–288.
5. Фридовский В.Ю. Структуры раннеколизийных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса / В.Ю. Фридовский // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17. – № 6. – С. 26–36.
6. Холодов В.Н. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем / В.Н. Холодов, Е.М. Шмариович // Геология рудных месторождений. – 1992. – № 1. – С. 3–22.
7. Япаскерт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратиферии: Процессы и факторы / О.В. Япаскерт. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВ РАЗРЕЗА УРАЛИД СЕВЕРА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д.К. Перлов

ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия

Нижнепалеозойские терригенные образования, представляющие собой основание разреза уралид, на севере Полярного Урала контрастны между собой. В данной работе предпринята попытка установления связи их состава с составом пород, слагающих питающую провинцию.

В Байдарацком районе Лемвинской зоны основанию разреза уралид соответствуют образования оюяхинской свиты (E_3-O_1of). Основной объем свиты слагают ритмичные мелко- и среднезернистые граувакки и аркозы с базальными конгломератами в основании [4, 6]. Граувакки сложены угловатыми плохосортированными обломками средних и, реже, кислых магматитов, обломками кварца и полевых шпатов в пропорции 50:30:20%. В составе конгломератов преобладают обломки андезитов, дацитов и лититовых граувакк [2]. В Усинско-Пайпудынском районе Елецкой зоны основание разреза сложено красноцветными кварцевыми аренитами и сублитаренитами минисейской свиты (E_3-O_1mn). Структура песчаников хорошосортированная и хорошоокатанная. В нижней части разреза характерно присутствие конгломератов и гравелитов, а в верхней – зеленоцветных алевролитов, алевросланцев и с хлорит-серицитовым цементом [6].

Петрографические характеристики оюяхинских граувакк указывают на их образование в непосредственной близости от среднего по составу пород источника сноса. Рассмотрение геохимических характеристик граувакк также указывает на небольшую удаленность их отложения от провинции размыва, а также на то, что материнские породы в ней имели средний состав и были образованы за счет не претерпевшего существенного корового преобразования ювенильного материала и на обстановки накопления в переходных от мелководных к глубоководным условиям. На широко используемых генетических диаграммах в координатах $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$, SiO_2-K_2O/Na_2O , $Fe_2O_{3общ}+MgO-Al_2O_3/SiO_2$, Th–Th/U, Zr/Sc–Th/Sc, Th–Sc, La/Sc–Co/Th, Eu/Eu*–Th/Sc, Th–Hf–Co, La–Th–Sc, на диаграммах Верма и Армстронга-Алтрина точки составов оюяхинских граувакк располагаются в полях активноокраинных островодужных обстановок и тяготеют к стандартам IAB и TC, занимают промежуточное положение между стандартами UC и N-MORB [3].

Зеленоцветные алевросланцы и алевролиты минисейской свиты имеют схожие геохимические характеристики с оюяхинскими граувакками. Величины значений геохимических модулей и места расположения точек составов зеленоцветов на диаграммах хоть и не полностью повторяют достаточно выдержанные соотношения химических элементов в граувакках, но отличаются от них весьма незначительно. На графиках распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) спектры этих двух выборок располагаются параллельно, но отличаются лишь большей суммой РЗЭ в пользу зеленоцветных алевросланцев. На их фоне петрографически и геохимически контрастно выглядят зрелые минисейские красноцветные песчаники. Геохимические характеристики указывают на кислый состав петрофонда и подтверждают то, что осадки претерпели значительные изменения в процессе дальнего переноса. На вышеупомянутых генетических диаграммах точки составов зеленоцветов располагаются в полях пассивноокраинных геодинамических условий и тяготеют к стандартам PAAS, UC и TTG. Они отличаются высокими значениями отношений La/Yb и выраженным

европиевым минимумом, указывающим на внутрикоровое плавление материала, слагающего петрофонд [3].

Проведенное датирование обломочных цирконов из оюяхинских [5] и минисейских [1] песчаников показало в них большую схожесть возрастов цирконов для верхнерифейско–кембрийского возрастного интервала и их различие для верхнекарельско–среднерифейского интервала. В оюяхинских песчаниках древние датировки имеют лишь единичные зерна, а в минисейской – 27% от числа цирконов. Датировки цирконов из оюяхинских песчаников указывают на снос с близкорасположенных лядгейских базальт-андезит-риолитовых и кызыгейских габбро-диорит-гранидиоритовых образований венда–нижнего кембрия. Датировки цирконов из минисейской свиты обнаруживают высокую степень схожести с протоуральско-тиманскими возрастными за счет основного максимума возрастов в интервале от 540 до 630 млн лет и за счет равномерно распределенных и не образующих статистически значимых кластеров возрастов датировок в интервале от 670 до 1670 млн лет.

Таким образом, минисейские зеленоцветы и отложения оюяхинской свиты были образованы за счет размыва расположенных в непосредственной близости от них вулcano-плутонических образований бедамельской серии и кызыгейского комплекса. Минисейские красноцветные песчаники были принесены с Тиманского орогена, первоначально отложены в мелководных условиях на шельфе и затем переотложены на более низкий уровень седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Перлов Д.К. Результаты U-Pb датирования детритных цирконов из пород основания разреза уралид на юго-западном склоне горы Константинов камень (Полярный Урал) / Д.К. Перлов // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 26-й научной конференции. – 2017. – С. 163–167.
2. Перлов Д.К. Состав и условия образования пород основания разреза уралид в пределах Байдарацкого района Зилаиро-Лемвинской СФЗ (Полярный Урал) / Д.К. Перлов // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: сб. статей V Всероссийской молодежной геологической конференции. – 2017. – С. 21–27.
3. Перлов Д.К. Условия образования некоторых терригенных отложений Полярного Урала из низов разреза уралид по геохимическим данным / Д.К. Перлов // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. – Т. II. – С. 208–211.
4. Петров С.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Листы 42-XXV, XXVI (Яры). Объяснительная записка / С.Ю. Петров, А.Г. Коннов, Р.В. Червяков, М.Н. Петрова и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 149 с.
5. Сычев С.Н. Реконструкция источников сноса терригенных пород базальных уровней уралид Байдарацкого аллохтона (Полярный Урал): результаты U-Pb изотопного датирования обломочных цирконов / С.Н. Сычев, А.С. Ивлева, С.Ю. Петров и др. // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. – 2017. – № 2. – С. 16–24.
6. Шишкин М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 (п-ов Ямал). Объяснительная записка / М.А. Шишкин, Я.Э. Файбусович, С.И. Шкарубо и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 366 с.

ЦЕЛЕСТИНОВЫЕ РУДЫ – НЕТРАДИЦИОННЫЙ ИСТОЧНИК РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ XXI ВЕКА

И.Г. Печенкин

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия

В осадочном чехле Туранской плиты и депрессионных структур ее горного обрамления широко развиты целестиновые руды. Они локализованы, главным образом, в породах мелового и палеогенового возраста. Вмещающие породы представлены карбонатно-сульфатными или терригенными разностями. Их изучение началось в начале XX в. Эпигенетические скопления целестина в разрезе верхнемеловых и палеогеновых отложений распространены в Гаурдак-Кугитангском районе Юго-Восточного Туркменистана (Арикское, Сакыртминское и др.), в районе Туаркыра на западе Туркмении (Бейнеу-Кыр и др.), в Центральных Кызылкумах (Кокчинское, Чингизское, Мечетлинское), в Ферганской впадине (Шорсу, Камышбаши, Риштан и др.) и Южном Узбекистане (Бешкызское, Дасманагинское, Хаудагское, Шакарлык-Астана и др.). Целестин образует межпластовые, линзо- и гнездообразные тела, секущие жилы и мелкие включения [2]. Предыдущими исследователями из парагенных минералов выявлены: самородная сера, кальцит, гипс, барит, кварц (халцедон, опал), а по данным спектрального анализа отмечались повышенные концентрации бария и галлия [2, 4]. Привлечение новых видов аналитических работ – инструментального нейтронно-активационного (ИНАА) и рентгеноспектрального анализа (РСА) позволило выявить ряд новых элементов, сопутствующих целестиновому оруденению.

Масштабы возникающих концентраций различных элементов как по содержанию, так и по запасам руд связаны с объемом перемещения вещества, характеризующего разные стадии диагенеза и эпигенеза. При анализе типа концентраций, определения их природы и времени формирования следует учитывать формационный характер рудных скоплений, возникших в раннем диагенезе и трансформационный – для концентраций позднего диагенеза. Если соотнести происходящий массоперенос с геологическим телом ранга формации, то для раннего диагенеза характерен внутриформационный (межпородный, межфациальный) массообмен, для позднего доорогенного – межформационный, а для орогенного – трансформационный массообмен. Последующие изменения в осадочной толще связаны с эпигенетическими преобразованиями пород. Приняв определение эпигенеза для обозначения процессов, протекающих с привнесением вещества, можно констатировать, что его масштабность последовательно возрастает. Этот вывод обусловлен проявлением в данном регионе постплатформенного олигоцен-антропогенного орогенеза, ответственного за активизацию эпигенетических процессов в пределах южного обрамления Туранской плиты.

Типичные проявления целестина, сформированные в стадию диагенеза, – Бейнеу-Кыр и Кельджа (Западная Туркмения) приурочены к песчано-глинистым и карбонатным пестроцветным отложениям неокома. Целестиноносные отложения образуют овальную куэсту на юге Туаркырской антиклинальной структуры. На различных участках выявлено от одного до восьми целестиновых прослоев, в двух из которых установлено наличие коллекционного целестина. Он приурочен к щелевидным пустотам, согласным с напластованием. Пустоты заполнены спутанно-кристаллическими массами или коллекционными друзами целестина, кристаллизовавшимися на их внутренних стенках. Цвет целестина меняется от белого непрозрачного у основания кристаллов до голубого, синего полупрозрачного

и прозрачного у вершин. Выявлены также секреции-жеоды округлой формы размерами от первых см до 0,5 м. В этих случаях кристаллы достигают размера 0,5–1,5 см при ширине 0,1–0,3 см. Цвет целестина белый, оранжевый, ярко-красный. В некоторых жеодах встречены кристаллы гипса [3].

Проведенные аналитические работы (РСА) показали, на стадии диагенеза целестинообразование сопровождается повышенными концентрациями селена, молибдена, мышьяка, иттрия, рублидия, циркония. Наиболее высокий кларк концентрации достигает: у селена 2133 и молибдена 78.

Промышленные концентрации редких и рассеянных элементов в целестиновых рудах создаются в результате эпигенетического рудогенеза в ходе разгрузки эксфильтрационных вод нефтегазоносных бассейнов. В Сурхандарьинской впадине (месторождение Ширабад, Узбекистан) разгрузка напорных нефтяных вод бассейна происходит через источники на юго-восточном склоне Ширабад-Сарыкамышской гряды, сложенной породами мелового и палеогенового возраста. Общим выдержанным водупором, определяющим артезианский характер рудовмещающих горизонтов бухарского яруса (песчаники, известняки), служит перекрывающая толща сузакских глин. Роль отдельных водупоров внутри бухарского яруса выполняют относительно выдержанные по простирацию пласты гипса и ангидрита, а иногда и плотного доломита, переслаивающиеся с трещиноватыми, пористыми и кавернозными слоями доломитов и известняков. Приуроченность залежей целестина к карбонатно-сульфатной толще бухарского возраста обусловлена повсеместным распространением сульфатных пород в зоне развития восходящих напорных щелочных вод с высокой концентрацией ряда компонентов [1, 2, 4].

Исследование эпигенетических целестиновых руд показало наличие высоких концентраций молибдена (20–65 г/т), мышьяка (300–960 г/т), иттрия (80–450 г/т), циркония (2,5–7,5 кг/т). Менее распространены кобальт (до 15 г/т), гафний (до 3 г/т), хром (до 17 г/т), редкие земли (сумма до 12 г/т), вольфрам (до 4 г/т), сурьма (до 2 г/т), таллий (до 2 г/т). По сравнению с диагенетическими рудами в них на порядок (и более) выше концентрации иттрия, мышьяка, циркония и ряда других элементов.

На основании приведенного материала можно сделать вывод, что считавшиеся мономинеральными эпигенетические целестиновые руды осадочных толщ в XXI веке могут стать нетрадиционным источником редких и рассеянных металлов. В связи с этим назрела необходимость детального геохимического изучения и переоценки состава руд известных объектов гидрогенного генезиса для возможности, в ряде случаев, их комплексной отработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Л.С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн / Л.С. Балашов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 279 с.
2. Каржаув Т.К. Эпигенетический целестин в мел-палеогеновых образованиях / Т.К. Каржаув // Послепалеозойские отложения Узбекистана и их рудоносность. – Ташкент: Изд-во «Фан», 1973. – С. 25–48.
3. Киевленко Е.Я. Декоративные коллекционные минералы / Е.Я. Киевленко, В.И. Чупров, Е.Е. Драмшева. – М.: Недра, 1987. – 224 с.
4. Смирнова С.К. Целестины в бухарских отложениях Сурхандарьинской депрессии / С.К. Смирнова // Узбекский геологический журнал. – 1967. – № 6. – С. 25–29.

КОРРЕЛЯТНЫЕ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПРИАЗОВЬЯ ОТЛОЖЕНИЯ ГАЛЛУАЗИТОВОГО ГОРИЗОНТА ВТОРИЧНЫХ КАОЛИНОВ КУЗНЕЦОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

В.Т. Погребной

ГП «Днепрогеофизика», Днепропетровск, Украина

В мезокайнозойском чехле Украинского щита выявлено три основных периода накопления коррелятных корам выветривания отложений: среднеюрский, раннемеловой и палеогеновый. Месторождения и многочисленные проявления вторичных каолинов, как продуктов размыва и переотложения каолиновых КВ гранитоидных пород, приурочены к четырём стратиграфическим уровням, соответствующим континентальным перерывам, включая раннемеловой. Состав вторичных каолинов не отличается особо заметным минеральным разнообразием. Как правило, основной объём в залежи, достигающий 70-90%, принадлежит каолиниту. В качестве примесных компонентов в них в незначительных количествах содержатся также гидрослюды, монтмориллонит, глинизированные реликты полевых шпатов, мелкие зёрна кварца и минералов акцессорного уровня. Галлуазитовая примесь обнаруживается редко. Лишь в Стульневской залежи (Западное Приазовье) отмечено 5-10% этого минерала (4). Галлуазитовый минеральный тип вторичного каолина в форме отдельного горизонта зафиксирован [2] по керну в общей с галлуазит-каолинитовым и каолинитовым фрагментами толще вторичного каолина в отложениях нижнего мела на Приазовском геоблоке Украинского щита(УЩ). В структурном плане глубокая скважина, пробуренная в узле пересечения субмеридиональной Грузско-Еланчикской и субширотной Ростовской зон разломов Приазовского геоблока, территориально расположена в районе поселения Кузнецы. Залежь вторичного каолина вскрыта в интервале глубин 584,0-593,0м между сероцветной аргиллитоподобной глиной с фрагментами обуглившейся древесины в кровле и кварцевым слабо сцементированным каолинисто-кремнистым песчаником в почве. Визуально в каолиновой толще вторичного каолина общей мощностью 9,0 м по окраске породы отчётливо выделяются два горизонта: верхний(4,0 м) белосветный и нижний (5,0 м) кирпично-красный и пёстроокрашенный. Идентификация галлуазита и на её основе выделение в коррелятной залежи галлуазитового, каолинит-галлуазитового и каолинитового горизонтов выполнено по данным оптических(изучение шлифов), термических и рентгенометрических видов исследований. Галлуазит отчётливо фиксируется первыми двумя способами. Рентгеновской дифрактометрией, с учётом выводов Бриндли Г.В.(1965), что, при использовании только этого метода изучения, можно пропустить 70% галлуазита в ассоциации с 30% каолинита, получаем в нашем случае картину только каолинитовой фазы при отсутствии иных глинистых минералов. Для большинства из полученной серии термограмм, имеющих каолинитовый облик, примечательным является наличие эндоэффекта при 120-140°С, а также более низких, чем для каолинита, значений эндо- и экзоэффектов. Известно, как раз по такие температурные отметки и являются диагностическими для галлуазита. Часть кривых нагревания имеют по две совместных эндоотметки — при 940°С и 960°С, что диагностирует галлуазит-каолинитовый состав пробы. По части проб термограммы являются типичными для каолинита. Результаты по термографии подтверждены оптикой. По шлифам горизонта белой глины порода представлена галлуазитовой микрочешуйчатой бесцветной или желтоватой почти изотропной массой. Примеси: чешуйки бесцветного собранного в веерообразные сростки каолинита, микроконкреции частично окисленного сидерита, единичные вкрапленники пирита,

тонкообломочные зёрна кварца. В шлифах горизонта пестроцветной глины установлена каолинит-галлуазитовая порода, которая участками интенсивно пропитана гидроокислами железа, сгустки которого занимают до 60-70% шлифа. Перечень примесных минералов в основном качественно тот же, что и в горизонте белой глины. Весьма примечательно, однако, содержание здесь единичных зёрен циркона, который зафиксирован по трём шлифам из пяти на всю мощность. Цирконий спектральным анализом обнаружен во всех десяти пробах в количестве 0,03-0,05%. Как и Zr, постоянным элементом проб является Ti. В этой части разреза в пропитанных гидроокислами железа коррелятных глинах наблюдаются, особенно в нижней его части, и белоцветные их прослои. Можно, вероятно, полагать, что это перемешанные отложения галлуазитовых и каолинитовых глин с увеличением с глубиной каолинитовой составляющей переходят в мономинеральное сложение. Последнее может подтверждаться составом цемента песчаника, который служит фундаментом залежи вторичного каолина. Каолинистый песчаник светло-серого до белого цвета, разнотернистый (от мелкозернистого до гравелистого), не обладающий особо высокой прочностью, содержит фрагменты обуглившейся древесины. В шлифе, как и в вышележащем горизонте, содержатся единичные зёрна циркона. Кроме шлифов, минерал обнаружен также в классах 0,25-0,15 мм и меньше 0,15 мм гранулометрического состава. Вскрытая мощность песчаника, в котором закрыта скважина, составляет 28,0 м. Данный разрез вторичных каолинов галлуазитового состава представляет собой некое базовое прогнозно-поисковое явление, значимость которого в том, что он является вторичным продуктом гипергенной переработки щелочных пород массива, однако сам источник не известен. Таким объектом служил массив нефелиновых сиенитов и(или) малиньитов, КВ которого и была исходным материалом для формирования коррелятных залежей. Как отмечалось выше, во всех известных на УЩ месторождениях и проявлениях вторичного каолина, которые коррелятны корам по гранитоидному субстрату, галлуазитовые глины не формировались. Этот минерал образуется как гипергенная фаза по нефелину при выветривании щелочных пород в Приазовье на известном Октябрьском щелочном массиве [5]. В полном профиле КВ нефелиновых сиенитов и малиньитов Покрово-Киреевской структуры начальная гипергенная трансформация минерала и последующие фазы прослеживаются по такой схеме: нефелин→галлуазит→каолинит→гиббсит [3]. Базируясь на этой основе, можно допустить предположение, что смена слоёв в разрезе коррелятных глин вторичного каолина Кузнецовской залежи представляет собой перевёрнутую на 180°С зональную колонку КВ нефелинового сиенита. Конкретный район расположения искомого Кузнецовского или иного щелочного массива, как источника залежи коррелятных галлуазитовых глин, можно определить, опираясь на ряд известных положений. Данная скважина расположена в узле пересечения Грузско-Еланчикской и Хомутовско-Ростовской зон разломов в 10-ти км от Хомутовского субщелочного массива интрузивных и вулканических пород фанерозойского возраста (Кравченко, Донской, 1999), в которых по данным двух скважин нефелин отсутствует. Вместе тем, сопоставив Хомутовский массив со сложной горсто-грабеновой Покрово-Киреевской структурой, к которой приурочены нефелиновые сиениты, малиньиты и другие щелочные породы, расположенной в зоне сочленения Приазовского блока с Донбассом, приходят к выводу [6], что в Хомутовском массиве вскрыта только периферийная его часть. Из этого следует, что существует перспектива обнаружения нефелинсодержащих пород и Хомутовский массив может также рассматриваться в числе вероятных источников коррелятных отложений галлуазитового состава. Не исключая такой вариант, но опираясь на более конкретные материалы, приходим к заключению, что искомым (Кузнецовский) щелочной массив-источник материала для формирования залежи вторичного

каолина галлуазитового типа с цирконом расположен в непосредственной близости от данной скважины и находится на восточном крыле зоны Грузско-Еланчикского разлома, в юго-восточном секторе узла пересечения Хомутовской и Ростовской зон разломов. Примерно здесь же, по данным [6] зафиксирована одна из четырёх магнитных аномалий, в одной из которых на глубине свыше 300 м был ранее вскрыт Хомутовский субщелочной массив (шток), в котором нефелин отсутствует. Предполагаемый Кузнецовский щелочной массив, как следует из данных по рассматриваемой здесь скважине, может быть обнаружен на глубинах в пределах 500-600 м. Считают [7], что естественный перенос продуктов разрушения каолиновых кор выветривания, сформировавшихся в условиях мелкоопочного рельефа, и его горизонтальное перемещение осуществляется на расстояние от нескольких сотен метров до первых километров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондрачук В.Ю. Опыт качественной корреляции корообразования и осадкообразования на Приднепровском склоне Украинского щита / В.Ю. Кондрачук, С.П. Корниенко // Коря выветривания на территории УССР. – Киев: Наукова думка, 1971. – Ч. 1. – С. 91-105.
2. Погребной В.Т. Галлуазитовый минеральный тип вторичного каолина Кузнецовской залежи (Приазовье) / В.Т. Погребной // Современные проблемы Теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018). – Сыктывкар, 2018. – С.198-199.
3. Погребной В.Т. Кора выветривания щелочных пород Покрово-Киреевской структуры / В.Т. Погребной, А.И. Зарицкий, А.М. Стрёмовский // Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. – М.: Недра, 1976. – Т. XII. – Ч. 2. – С. 46-49.
4. Радионова Т.В. Методические рекомендации по прогнозированию месторождений вторичных каолинов в осадочных образованиях Украинского щита / Т.В. Радионова, А.И. Отрешко. – Симферополь: ИМП, 1985. – 47 с.
5. Царовський І.Д. Галуазит як продукт зміни нефеліну / І.Д. Царовський // Геол. журнал. – 1952. – Т. 12. – Вип. 2.
6. Царовский И.Д. Новые данные о девонских ультрабазитах в кристаллическом фундаменте Приазовья (южный фланг Грузско-Еланчикской зоны разломов) / И.Д. Царовский, А.И. Зарицкий, Н.Ф. Стрекозов и др. // Геол. журнал. – 1978. – Т. 38. – № 4. – С. 127-130.
7. Щербов Б.Л. К изучению продуктов ближнего переотложения каолиновых кор выветривания. Методические рекомендации / Б.Л. Щербов. – Новосибирск: ИГГ, 1987. – 32 с.

ВЕНД ПАТОМСКОГО ПРОГИБА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ: ЛИТОГЕОХИМИЯ, ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

В.Н. Подковыров¹, А.Б. Кузнецов¹, А.Ю. Беккер², В.П. Ковач¹, Л.Н. Котова¹

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

²Департамент геологических наук, Калифорнийский университет, Риверсайд, США

Осадочные отложения Патомского прогиба выделенные в тип венда Средней Сибири [1], сопоставляются по изотопно-геохимическим данным с наиболее полными последовательностями эдиакария с привязкой гляциальных отложений дальнотайгинской серии к оледенению Марино (< 635 млн. лет), что не исключает представлений и о более молодом, позднеэдиакарском (поздненвендском) возрасте части отложений дальнотайгинской серии и перекрывающих их отложений жуинской и юдомской серий [3, 4, 5]. Проведено литологическое, геохимическое и изотопно-геохимическое изучение отложений дальнотайгинской, жуинской и юдомской серий на севере Патомского нагорья. На основе полученных литогеохимических данных проведена реконструкция режимов выветривания, определены вероятные источники сноса осадков и геодинамические режимы формирования отложений Патомского палеобассейна венда [3].

Отложения мариинской свиты в основании изученной части разреза и перекрывающие их терригенно-карбонатные отложения дальнотайгинской серии образуют протяженный тракт субледниковых и гляциальных (джемкуканская свита) отложений пологого моноклиального прогиба периферии кратона с постепенной сменой субаэральных обстановок мелководными и умеренно глубоководными к концу дальнотайгинского времени (валюхтинская свита). Судя по вариациям минералогических и петрохимических параметров терригенных пород (CIA и др.) для этих отложений венда характерно формирование в субгляциальных обстановках с преобладанием физического выветривания и, как отмечено П.Ю.Петровым [2] для отложений дальнотайгинской серии Уринского антиклинория, существенное влияние процессов эолового переноса.

Карбонатные породы мариинской-баракунской свит повсеместно сложены известняками с низким содержанием MgO, FeO и MnO, без заметно выраженного влияния на их состав вторичных процессов перекристаллизации и метаморфизма. Анализ вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов подтвердил ранее выявленную [4,5] тенденцию – преобладание положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ (+ 3..+8‰, PDB) на всем интервале от мариинской до валюхтинской свит с незначительным экскурсом в область отрицательных значений в кэп-карбонатах баракунской свиты, перекрывающих диамиктиты джемкуканской свиты. В целом этот тренд близок наблюдаемому для пост-марианоанских карбонатов последовательностей Китая (Доушантуо и др.) и др. регионов мира, при отсутствии, как в и в части китайских разрезов отрицательного экстремума EN2 [7]. Однако наблюдаемый разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ карбонатов не позволяет достаточно точно привязать эту последовательность в рамках венда [5].

Отложения терригенно-карбонатного рампа жуинской серии верхнего венда (никольская и ченчинская свиты) в разрезах Патомского прогиба отделены от дальнотайгинской серии перерывом в осадконакоплении, длительность которого остается неопределенной [1, 5, 6]. Известняки никольской и ченчинской свит отлагались в мелководном, хорошо аэрируемом морском бассейне в условиях умеренного гумидного климата. Верхняя часть разреза венда патомского комплекса представлена отложениями жербинской и тинновской свит, перекрытых согласно

сверху нохтуйской свитой нижнего кембрия. Отложения формировались в мелководно-морском бассейне (лагунные и супралиторальные фации) с периодическим осушением территории и выраженным застойным характером водной среды локальных депрессий. Климатические обстановки варьировали от семигумидного (жербинская свита) до более засушливого семиаридного климата (тинновская свита).

Для известняков жуинской серии наблюдается резкий сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ до величин (-9...-12‰, PDB) и, затем от -20‰ в перекрывающих карбонатах жербинской свиты до варьирующих околонулевых значений в известняках и доломитах тинновской свиты, что соответствует ранее выявленным трендам в других удаленных разрезах венда Патомского прогиба [4, 5]. Принимая, как возможное, соответствие отрицательной C изотопной аномалии жуинской серии событию Шурам-Вонока, вполне вероятно допустить возраст этого патомского экстремума около 560 млн. лет.

Основными источниками алюмосиликатного материала терригенно-карбонатных отложений всей патомской последовательности венда, судя по отношениям редких и редкоземельных элементов являлись породы кристаллического фундамента Сибирской платформы [3]. Проведенное изучение Sm-Nd систем терригенных пород венда Патомского прогиба подтверждает высказанное предположение. Судя по ранее известным [6] и вновь полученным вариациям $e_{\text{Nd}}(T)$, для интервала разреза от мариинской до валюхтинской свит характерны значения в интервале от -24 до -20 с преобладанием позднеархейских возрастов протолитов осадков ($t_{\text{Nd}}(\text{DM})=3.0\text{-}2.5$ млрд лет), а резкий сдвиг до величин -11 и менее наблюдается лишь для осадков никольской свиты жуинской серии и далее сохраняется в пределах от -8 до -10 вплоть до пестроцветной свиты венда. В целом, вся последовательность отложений патомского комплекса венда формировалась в режиме пассивной окраины континента с элементами активизации на ранней стадии (рифтогенез) и эпизодического влияния ювенильных (вулканогенных?) источников в поздневендское время.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 17-05-00483.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чумаков Н.М. Опорный разрез отложений юга Средней Сибири / Н.М. Чумаков, М.А. Семихатов, В.Н. Сергеев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21. – № 4. – С. 26–51.
2. Петров П.Ю. Постгляциальные отложения дальнетайгинской серии: Ранний венд Уринского поднятия Сибири: Сообщение 1. Баракунская свита / П.Ю. Петров // Литология и полез. ископаемые. – 2018. – № 5. – С. 459-472.
3. Подковыров В.Н. Литогеохимия терригенных отложений стратотипического разреза венда севера патомского нагорья, юг Сибирской платформы / В.Н. Подковыров, Л.Н. Котова // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. – СПб.: ИПАВУЗ, 2018. – С. 112-128.
4. Покровский Б.Г. Геохимия изотопов C , O и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части патомского палеобассейна, юг Средней Сибири / Б.Г. Покровский, М.И. Буюкайте // Литология и полез. ископаемые. – 2015. – № 2. – С. 159–186.
5. Рудько С.В. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) / С.В. Рудько, П.Ю. Петров, А.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло, О.Л. Петров // ДАН России. – 2017. – Т. 477. – № 5. – С. 590-594.
6. Чугаев А.В. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время / А.В. Чугаев, А.Е. Будяк, И.В. Чернышев и др. // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 3. – С. 213-244.
7. Lan Z. An integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\delta^{15}\text{N}$) study of the Doushantuo Formation in western Hubei Province, South China / Z. Lan et al // Precam. Res. – 2019. – V. 320. – P. 232-252.

ДИАТОМЕИ И ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ ЕВРАЗИИ

Е.И. Полякова¹, Т.С. Ключиткина¹, Е.А. Новичкова², Е.А. Агафонова^{1,2}

¹Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия

В настоящем сообщении представлены результаты наших исследований ассоциаций диатомей и водных палиноморф, включающих главным образом цисты морских динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, в поверхностном слое донных осадков морей Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, а также в эстуариях крупнейших рек Евразийской Арктики. Полученные данные свидетельствуют о последовательной смене седиментационных и биологических процессов в заливах по мере удаления от устьев рек и повышении солености вод, и вместе с тем имеют специфические региональные особенности. Однако, несмотря на имеющиеся различия количественного и видового состава ассоциаций микроводорослей, которые обусловлены различными объемами речного стока, концентраций взвеси, глубинами заливов и интенсивностью течений, выявлена одинаковая последовательность этих изменений на различных ступенях маргинального фильтра (МФ) рек. К настоящему времени установлено, что основные процессы трансформации взвешенных и растворенных веществ водосборных бассейнов происходят в пределах устьев рек и заливов, представляющих собой типичные маргинальные фильтры (МФ) [2, 3, 8]. Эти фильтры состоят из гравитационной, физико-химической (коагуляционно-сорбционной) и биологической частей, последовательно сменяющих друг друга. Одним из основных компонентов взвеси в пределах МФ арктических морей является речной и морской фитопланктон, аккумуляция которого в осадках, так же как и биологическая продуктивность вод, контролируются физико-химическими процессами в зоне смешения речных и морских вод [2, 3, 6].

Наиболее ярко эти закономерности выражены в заливах и эстуариях крупнейших рек Обь, Енисей, Лена, Северная Двина и прилегающем арктическом шельфе, где были выполнены мультидисциплинарные исследования [2, 3, 4, 8]. На первой, гравитационной ступени МФ, которая установлена в приустьевых районах рек и соответствует резкому сокращению скоростей течения рек, встречены почти исключительно пресноводные виды диатомей, численность которых в отдельных пробах достигает нескольких млн створок/г осадка и зеленые водоросли – до нескольких тысяч клеток/г. На барьере река – море, на коагуляционно-сорбционной ступени МФ, соответствующей области лавинной седиментации, установлены экстремально высокие концентрации створок диатомей в поверхностных осадках а также общего органического углерода. Доминируют пресноводные виды (> 90%), концентрации которых в осадках достигают в Обском эстуарии 51,6 млн. створок/г и в Енисейском 82,6 млн. створок/г при средней многолетней солености поверхностных вод в вегетационный период от 2 до 5–8 епс. В Двинском, Онежском и Кемском заливах суммарная численность диатомей в поверхностных осадках из районов, соответствующих коагуляционно-сорбционной ступени МФ варьирует в широких пределах, что обусловлено высокой интенсивностью приливно-отливных течений. В составе морских диатомей преобладают эвригалинные виды, а в составе диноцист гетеротрофные. Максимальные концентрации микроводорослей приурочены к тонкодисперсным осадкам с содержанием алевроито-пелитовой

фракции > 70 –80%. Резкое сокращение концентраций створок диатомей в поверхностных осадках на несколько порядков установлено при повышении летней солености вод в эстуариях >8 -10,5 епс, где наблюдаются наиболее высокие концентрации взвешенного материала в поверхностных водах, что резко сокращает их прозрачность и, таким образом, лимитирует продуктивность фитопланктона. Процессы биоседиментации начинают играть ведущую роль на внутреннем шельфе, где резко сокращается содержание взвеси и увеличивается прозрачность вод при солености >12-14 епс (биологическая ступень МФ). Для этой ступени характерны наиболее высокие концентрации ледово-морских и морских планктонных диатомей в осадках (до 3,6 млн. створок/г).

На основе детальных исследований количественного распределения диатомей и водных палиноморф в поверхностных осадках Двинского и Онежского заливов выявлено закономерное повышение концентраций микроводорослей в более тонкозернистых осадках [1, 5, 7], что обусловлено в первую очередь размерностью доминирующих видов диатомей (10–100 мкм) и диноцист (32–100 мкм). Нами было установлено, что при содержании алевроито-пелитовой фракции < 35–40% суммарная численность диатомей обычно не превышает 200 тыс. створок/г сухого осадка, а при увеличении доли этой фракции (> 40%) резко возрастает практически на порядок. Максимальные концентрации диатомей и водных палиноморф (до 8,6 млн. створок/г и 19,5 тыс. клеток/г) приурочены к илам с содержанием алевроито-пелитовой фракции 80–100%. Таким образом, полученные результаты исследований показали, что диатомовые водоросли и водные палиноморфы могут успешно использоваться для реконструкций обстановок осадконакопления на арктических шельфах и эволюции маргинальных фильтров в условиях развития постгляциальной трансгрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ключиткина Т.С. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) / Т.С. Ключиткина, Е.А. Новичкова, Е.И. Полякова, Й. Маттиессен // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития. – М.: Издательство Московского университета, 2009. – С. 448-466.
2. Кравчишина М.Д. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины / М.Д. Кравчишина, А.П. Лисицын // Океанология. – 2011. – Т. 51. – № 1. – С. 94-109.
3. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов / А.П. Лисицын // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 5. – С. 735-747.
4. Новичкова Е.А. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря / Е.А. Новичкова, Е.И. Полякова // Океанология. – 2007. – Т. 47. – № 5. – С. 709-719.
5. Полякова Е.И. Диатомеи и водные палиноморфы в поверхностных осадках заливов Белого моря как индикаторы седиментационных процессов в маргинальных фильтрах рек / Е.И. Полякова, Е.А. Новичкова, А.П. Лисицын и др. // Океанология. – 2016. – Т.56. – № 2. – С. 310-321.
6. Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions / Ye.I. Polyakova // Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance / Eds. R. Stein et al. – Amsterdam: Elsevier, 2003. – P. 375–400.
7. Polyakova Ye.I. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography / Ye.I. Polyakova, Ye.A. Novichkova // Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea Environment / Lisitsyn A.P., Demina L.L. (eds.). Hdb Environmental Chemistry. – New York: Springer International Publishing AG, 2018. – V. 2. – P. 10-48.
8. Stein R. Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record / R. Stein, K. Dittmers, K. Fahl et al // Quaternary Science Review. – 2004. – V. 23. – P. 1485–1511.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ФУНДАМЕНТЕ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.И. Попков, И.В. Попков

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Нефтегазоносность магматических и метаморфических пород фундамента доказана в настоящее время во многих нефтегазоносных регионах [1-7 и др.]. Промышленные скопления УВ встречаются в породах различного состава. Однако, наиболее перспективны гранитоиды, с которыми связаны крупнейшие открытия последних десятилетий. Для залежей нефти и газа в гранитоидах установлены специфические особенности строения, обусловленные их генетической связью с проницаемыми зонами земной коры и глубинными источниками энергии и вещества. Наиболее характерные особенности строения таких залежей: 1) резкая изменчивость коллекторских свойств пород по площади и разрезу; 2) локально-пятнистое (островное) распространение коллекторов на фоне низкопроницаемых толщ; 3) столбообразное строение проницаемых зон и пластово-жильное строение связанных с ними коллектирующих интервалов; 4) гидротермально-метасоматическая природа эпигенетических коллекторов.

Первая модель резервуара в гранитном массиве была разработана нами на примере Оймашинского месторождения [4]. Не потеряла она свою актуальность и в настоящее время. Изучение данной проблемы на примере данного месторождения показало, что важнейшими процессами, определяющими формирование коллекторов в гранитоидах, являются следующие [3-5].

1. Контракционная усадка. Установлено, что при остывании гранитоидного расплава объем его уменьшается на 8-9%. Какая-то часть общей усадки приходится на уменьшение внешних размеров гранитоидного тела, а остальное – на создание контракционной пустотности внутри него с образованием «зон проседания» во внутренних частях гранитоидных тел. Эти зоны представляют собой горизонты с повышенной пустотностью разной толщины, разделенные горизонтами малопроницаемых массивных пород.

2. Тектонические процессы. Приводят к образованию разрывов, системы трещин, зон катаклаза. Основное пустотное пространство, достигающее величин 5-10 %, связано с зонами повышенной трещиноватости. Особо важное значение имеют разрывы и трещины новейшей генерации.

3. Гидротермальные процессы. Воздействие на породы фундамента гидротерм начинается с момента застывания гранитоидной магмы и может продолжаться значительное время. Агрессивные горячие флюиды циркулируют в породах фундамента, используя трещины и пустоты, созданные тектоникой и контракционной усадкой. Эти процессы содействуют тому, что неизменные граниты с невысокой пористостью, преобразуются в измененные со средней пористостью (5,7 – 6,0 % месторождение Оймаша).

4. Гипергенные процессы. Проявляются после выхода пород на дневную поверхность, приводят к образованию площадных или линейно-трещинных кор выветривания, обладающих удовлетворительным коллекторским потенциалом.

5. Тектоно-кесонный эффект. При подъеме гранитов с больших глубин, с области высоких давлений и температур на более высокий гипсометрический уровень и снятия литостатического давления за счет эрозии перекрывающих толщ происходит формирование дополнительных трещин.

В результате воздействия перечисленных выше процессов в гранитах образуются сложные коллекторы, пустотное пространство которых определяется тремя составляющими – трещинами, кавернами и порами. В зависимости от преобладания того или иного компонента коллекторы могут быть трещинными, каверново-трещинными, порово-каверново-трещинными и т.д. При этом все виды пустот могут быть зияющими или в той или иной степени заполненными вторичными материалами. Зоны в фундаменте со значительной пустотностью и проницаемостью разделены массивами слабоизмененных непроницаемых или почти не проницаемых пород. Такие массивы могут являться покрышками для залежей УВ в трещиноватых и кавернозных зонах или экранами, препятствующими движению флюидов. Кроме того, покрышками и экранами могут быть крупные разрывы в фундаменте, полностью заполненные гидротермальными агрегатами или сопровождающиеся зонами милонитизации. В качестве своеобразной покрышки может служить и зона «закалки» [4], образующаяся в приконтактной части гранитов с вмещающими породами.

Одной из сложнейших задач является обнаружение в фундаменте зон с повышенной пустотностью. До начала бурения такие зоны у поверхности фундамента могут быть выявлены сейсморазведкой, поскольку разуплотненные породы обладают минимальными граничными скоростными. Зоны повышенной пустотности во внутренних частях фундамента могут быть обнаружены сейсморазведкой ЗД [1, 3, 4, 7]. Зоны с хорошими ФЕС легко выделяются при изучении керна и материалов ГИС.

Изложенное выше свидетельствует о высокой вероятности открытия новых скоплений УВ в фундаменте Скифско-Туранской платформы., где уже разрабатывается месторождение Оймаша, а на ряде площадей получены притоки нефти и газа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165 а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левянт В.Б. Выделение в фундаменте зон трещиноватых пород методами сейсморазведки ЗД / В.Б. Левянт, В.А. Шустер // Геология нефти и газа. – 2002. – № 2. – С. 12–16.
2. Попков В.И. Перспективы поисков залежей нефти и газа в породах фундамента Мангышлака / В.И. Попков // Освоение нефтяного Мангышлака. – Грозный, 1981. – С. 3–8.
3. Попков В.И. Оймашинское нефтяное месторождение и перспективы обнаружения новых скоплений УВ в фундаменте юго-запада Туранской плиты / В.И. Попков // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. – М.: РГУ нефти и газа, 2002. – С. 113–201.
4. Попков В.И. Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве / В.И. Попков, А.А. Рабинович, Н.И. Туров // Геология нефти и газа. – 1986. – № 8. – С. 18–23.
5. Попков В.И. Нетрадиционные нефтегазоносные объекты / В.И. Попков, А.О. Серебряков. – Астрахань: Издательский дом «Астраханский университет», 2009. – 235 с.
6. Порфирьев В.Б. и др. Геологические критерии перспектив поиска нефти и газа в гетерогенном фундаменте Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области // Геологический журнал. – 1981. – Т. 41. – № 1. – С. 12–19.
7. Шнип О.А. Образование коллекторов в фундаменте нефтегазоносных территорий / О.А. Шнип // Геология нефти и газа. – 1995. – № 6. – С. 23–27.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРЮНГТУМУССКОЙ И СОДИЕМЫХИНСКОЙ СВИТ (БАТ-ОКСФОРД) НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АНАБАР

А.Ю. Попов

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

В рамках исследований мезозойских терригенных отложений арктических территорий Средней Сибири впервые проведено детальное литогеохимическое изучение пород верхов средней – верхней юры нижнего течения р. Анабар. На схеме фациального районирования верхней части бата – верхней юры [1] территория исследований располагается в Паксинском фациальном районе Обь-Ленской фациальной области. Изученные отложения представлены верхней частью юрюнгтумусской (бат) и содиемыхинской (верхний бат-оксфорд) свитами, характеризующимися существенно алеврито-песчаным составом. Во второй присутствуют прослои разнотекстурных глинисто-алеврито-песчаных, «мусорных», пород, обогащенных железом- и фосфорсодержащими компонентами. Основная часть рассматриваемого разреза представлена слабосцементированными разностями, что затрудняет исследование пород петрографическими методами и делает весьма актуальным их литогеохимическое изучение.

Выполнен анализ валового химического состава пород (22 образца). Нормирование содержания основных породообразующих окислов по средней мезо-кайнозойской граувакке К. Конди [7] показало, что изученные отложения отличаются от эталона повышенными содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , пониженными MgO , CaO .

Проанализированы петрохимические модули [4]. Изученные алеврито-песчаные породы характеризуются выдержанными значениями гидролизатного модуля (в среднем 0,36), что, с учетом невысоких значений железистости и магнезиальности, относит их к типу сиаллитов пониженно- и нормально-гидролизатного класса. Исключение составляют «мусорные» пласты, богатые железистыми компонентами. Значения нормированной щелочности характеризуют изученные породы, как нормально-щелочные. Относительно невысокие значения титанового модуля позволяют предположить существенный вклад пород кислого магматического и метаморфического состава. Характерна ненарушенная положительная корреляция ТМ-ЖМ и отрицательная – НКМ-ГМ, что говорит о значительном содержании в породах компонентов первого цикла седиментации [4].

На генетической диаграмме F3-F4 [5, 6], характеризующей основной состав материнских толщ в источниках сноса, фигуративные точки пород юрюнгтумусской свиты попали в поле изверженных кислых пород, а содиемыхинской – в поле изверженных средних пород.

Выполнен анализ содержания редких и рассеянных элементов в породах (15 образцов). Относительно средней мезо-кайнозойской граувакки К. Конди [7] в юрюнгтумусской свите в целом понижено содержание транзитных элементов, близко крупноионных литофильных и повышено высокозарядных. В породах содиемыхинской свиты наблюдается относительно эталонных повышенные содержания транзитных и, в целом, близкие содержания крупноионных литофильных и высокозарядных элементов. По положению фигуративных точек на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ рассматриваемые породы относятся к первому седиментационному циклу и в значительной мере отражают состав петрофонда.

Отношение Ti/Zr , используемое для оценки дальности переноса терригенного материала, постепенно возрастает вверх по разрезу (в среднем 13,7 для юрюнгтумусской, 24,4 для содиемыхинской свит), что, вероятно, отражает

постепенное приближение источников сноса по мере накопления отложений. Об общем снижении зрелости пород вверх по разрезу свидетельствуют также значения отношения La/V [6] (в среднем 0,65 для юронтумусской, 0,13 для содиемыхинской свит).

Достаточно низкие значения отношения Sr/Ba (в среднем 0,59) говорят о существенном опреснении вод морского палеобассейна. Отношение V/Cr , используемое для характеристики редокс обстановки придонных вод морского палеобассейна [3], характеризует верхнюю часть содиемыхинской свиты, как формировавшуюся в более окислительных обстановках, чем подстилающие отложения.

Содержание РЗЭ в изученных породах в целом достаточно выдержано по всему разрезу и близко к эталонным содержаниям в средней мезо-кайнозойской граувакке [7]. Отмечается слабое снижение относительного содержания тяжелых РЗЭ. Нормирование содержания РЗЭ в изученных породах по хондриту [2] также показало некоторое их обеднение тяжелыми РЗЭ. Значения отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu^*) в изученных породах весьма стабильны и составляют в среднем 0,23, что может отражать существенную долю материала из разрушенных магматических пород кислого состава.

На диаграмме $La/Sc-Th/Co$ [2] фигуративные точки изученных алеврито-песчаных пород расположены преимущественно между модельными точками палеозойских и мезозойских андезитов и граувакк К. Конди [7]. Положения фигуративных точек изученных алеврито-песчаных пород на диаграммах $Th-La-Sc$ и $Co-Th-Zr/10$ [2] свидетельствуют, что наименьшей тектонической активностью характеризуется время формирования юронтумусской свиты, а в дальнейшем наблюдается общее усиление тектонической активности с наибольшей активизацией в периоды образования «мусорных» пластов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никитенко Б.Л. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт / Б.Л. Никитенко, Б.Л. Шурыгин, В.Г. Князев, С.В. Меледина, О.С. Дзюба, Н.К. Лебедева, Е.Б. Пещевицкая, Л.А. Глинских, А.А. Горячева, С.Н. Хафаева // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 1047-1082.
2. Тейлор С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция / С.Р. Тейлор, С.М. МакЛеннан. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
3. Эрнст В. Геохимический анализ фаций / В. Эрнст. – Л.: Недра, 1976. – 127 с.
4. Юдович Я.Э. Основы литохимии / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.
5. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones / M.R. Bhatia // J. Geol. – 1983. – V. 91. – P. 611–pp627.
6. Bhatia M.R. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M.R. Bhatia, K.A.W. Crook // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.
7. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales / K.C. Condie // Chem. Geol. – 1993. – V. 104. – P. 1–37.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТИЛЛИТОВ ОЛЕДЕНЕНИЯ МАРИНО В ОСНОВАНИИ ХУБСУГУЛЬСКОЙ СЕРИИ

С.В. Потапов, А.В. Иванов

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

В Северной Монголии в Прихубсугулье широко распространены венд-кембрийской карбонатные породы хубсугульской серии, относимые в чехлу Тувино-Монгольского микроконтинента. В основании их разреза выделяется горизонт грубообломочных пород, происхождение которого связывают с оледенением Марино. Разрез подстилающей дархатской серии повсюду заканчивается пачкой переслаивающихся песчаников и алевролитов, выше которых располагается горизонт грубообломочных микститов тиллоидного облика (до 60 м). Взаимоотношения с подстилающими породами для тиллитов носят нерезкий характер с плавным постепенным переходом. То есть вниз по разрезу сокращается количество и величина обломков до полного их исчезновения в песчано-алевролитовых породах арасанской свиты дархатской серии. Верхняя граница, в данном случае, резкая. Онголикская свита хубсугульской серии с четким ровным контактом залегает на тиллитовидном горизонте, в свою очередь, сложенная доломитами серого и бурового цветов с прослоями коричневатых сланцев и мергелей [2].

Нами было проведено изучение литологических особенностей отложений тиллитового горизонта в районе Хубсугульского месторождения фосфоритов на юго-западном берегу оз. Хубсугул.

Тиллитовый горизонт представлен 60 м зеленовато-серыми, темно-серыми алевролитовыми сланцами с беспорядочным включением обломков преимущественно карбонатных пород.

Обломки, в основном, угловатой, угловато-сглаженной утлогообразной формы, реже - округлые, удлиненные, уплощенные. Их размер варьирует от 0,5 до 40 см. Сортированность обломков отсутствует, ориентированы они в разных направлениях. Обломочная часть относительно матрикса составляет около 20-40%. Часто наблюдается гнездовое (3-4 штук) расположение обломков неориентированных по слоистости.

Характерными чертами является выветрелая красная, ржано-бурая корочка на поверхности карбонатных обломков. Местами отмечаются гляциодинамические текстуры с преобладанием диамиктового материала. Также встречаются быстро выклинивающиеся по простиранию сантиметровые ленты светлого песка с притертыми контактами и без признаков градиционной слоистости, являющиеся следами режеляции [1], т. е. повторного замерзания воды, выделяющейся при трении пластин льда друг о друга.

Для тиллитового горизонта в основании хубсугульской серии характерен матрикс зеленовато-серой, темно-серой окраски песчано-алеврит-аргиллитовой размерности. Соответственно, для изученных тиллитов характерна разнообломочная структура от мелко- до крупнозернистой и слоистая текстура.

При петрографических исследованиях установлено, что матрикс имеет кварц-полевошпатовый состав. Среди обломков наибольшее распространение имеют крупно- и мелкозернистые обломки карбонатных пород. Также наблюдаются обломки слюд, неокатанные кварц-полевошпатовые и измененные мелкозернистые породы и крупнозернистые обломки кварца. Среди второстепенных минералов отмечаются хлорит и мусковит, а среди акцессорных минералов – циркон.

Форма обломков от неокатанных до окатанных. При этом преобладают неокатанные обломки, которые попали в осадок, не претерпев каких-либо вторичных изменений, в том числе окатывания при транспортировке. Обломки имеют различную ориентировку. В шлифах отчетливо выражены текстуры вдавливания и волочения.

На основе результатов U-Pb датирования цирконов из матрикса тиллитов хубсугульской серии установлено, что его движение происходило по породам неоархея, палеопротерозоя и неопротерозоя в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента [3].

Генезис данного микститового горизонта разными исследователями трактуется по-разному. Их рассматривали как ледниковые (Ильин, 1983,1986), подводно-оползневые [4]. Но все-таки по совокупности признаков: структурных, текстурных, минералого-петрографических, данные микститы, главным образом, соответствуют диамиктонам основных морен. Диагностировать их в качестве обвального-оползневых микститов не представляется возможным из-за отсутствия текстур оползания, течения, деформации, а также тел брекчий и варвоподобных пород.

Таким образом, грубообломочные породы в основании хубсугульской серии относятся к проявлению глобального оледенения Марино (635-650 млн. лет) и по своему происхождению являются продуктами основных морен марино-гляциальных обстановок шельфовых ледников. Присутствие неархейской, палеопротерозойской и неопротерозойской популяций цирконов указывают на значительные перемещения ледника в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, проект 18-05-00604 и в рамках выполнения задания базового проекта ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов В.И. Начала четвертичной геологии: Учебное пособие / В.И. Астахов. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. – 224 с.
2. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии / А.В. Ильин. – М.: Наука, 1982. – 114 с.
3. Летникова Е.Ф. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов / Е.Ф. Летникова, С.И. Школьник, Ф.А. Летников, Е.А. Караковский, Ю.А. Костицын, И.А. Вишневская, Л.З. Резницкий, Ал. Вл. Иванов, А.И. Прошенкин // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 474. – № 5. – С. 599-604
4. Холодов В.П. Осадочный рудогенез и металлогения / В.П. Холодов. – М.: Наука, 1973. – 262 с.

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НА ГРАНИЦЕ АБАЛАКСКОЙ И БАЖЕНОВСКОЙ СВИТ (КРАСНОЛЕНИНСКИЙ НГР)

А.С. Потапова¹, А.П. Вилесов¹, В.А. Бумагина¹, К.Н. Чертина¹, К.В. Зверев²

¹ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

²ООО «ГАЗПРОМНЕФТЬ НТЦ», Санкт-Петербург, Россия

Для терригенного Западно-Сибирского осадочного мегабассейна с умеренным температурным режимом карбонатакопление было не характерно на протяжении всего периода его развития. Тем не менее, локальные очаги карбонатообразования все же указывались рядом исследователей. В атласе литолого-палеогеографических карт под редакцией Нестерова И.И. (1976 г.) отмечается присутствие органо-обломочных известняков в области мелкой части шельфа и прибрежной зоне (Березовский и Шаимский НГР). Позднее, подобные находки были детально изучены в Шаимском НГР [1].

Район исследования находится в западной части ХМАО, где в тектоническом отношении приурочен к Красноленинскому своду. Объектом исследования выбраны карбонатные породы кровли абалакской свиты, которые являются приточным интервалом. Цель данной работы - установление генезиса данных карбонатных пород для повышения точности их прогноза.

По данным Конторовича А.Э. и др., особенностями оксфордского века являлось расширение морского бассейна, несмотря на его обмеление. В западной части, в зоне мелководья, в пределах Зауральской и Тюменской мегамоноклиз и Шаимского выступа существовали многочисленные островные поднятия, которые периодически испытывали воздымание и рост [2].

Авторами выполнено детальное изучение керн абалакской свиты Ем-Еговской (11 скв.), Каменной (3 скв.) площадей, Тортасинского (1скв.), Северо-Хохряковского (1 скв.) и Приобского месторождений (1 скв.).

В керне Ем-Еговской площади выделены пачки пород, слагающие регрессивную серию парасиквенсов [4]. Нижняя часть парасиквенса сложена мергелями или глинистыми известняками. Породы умеренно биотурбированы (Chondrites, Planolites), часто с примесью глауконита, с редкими фрагментами раковин двустворок. Толщина данной пачки составляет 40-60 см. Отложения формировались в обстановке сублиторали при относительно спокойной гидродинамике.

Верхняя часть парасиквенса представлена серыми известняками со структурой мадстоун. В шлифах диагностированы микритовые и биокластово-микритовые известняки со структурой мадстоун-вакстоун (карбонатные илы). Присутствуют онколиты и микробиальные желваки. В процессе седиментации карбонатный осадок был сильно биотурбирован (Chondrites, Planolites). В керне 4-х из 11-ти скважин в кровле парасиквенсов присутствуют микробиально-водорослевые строматолитовые известняки, сохранившие прижизненную субвертикальную ориентировку (до 10 см). Поверхности крупных биокластов покрыты микробиально-водорослевыми корочками с агглютинированными зернами. Данные признаки свидетельствуют о накоплении отложений в обстановке литорали, в условиях крайнего мелководья, со спокойной и умеренной гидродинамикой среды. Наличие ограниченных по размеру строматолитов указывает на формирование отложений на глубине первые десятки сантиметров и возможное их осушение в периоды сизигийных отливов.

В керне верхней пачки обнаружены признаки выхода известняков в зону субаэральной экспозиции: комковатая и брекчиевидная текстура породы; наличие ризокреций. Признаки субаэральной экспозиции зафиксированы и в прозрачных шлифах: брекчиевидные текстуры, следы корней наземных растений, карстовые пустоты и трещины, пресноводная цементация, эрозионные контакты с вышележащими отложениями.

Карбонатные отложения Каменной площади имеют схожие генетические черты с породами Ем-Еговской площади. Следует отметить в породах Каменной площади наличие обломочных известняков со структурой рудстоун, сложенных крупным и грубым раковинным детритом, детритом иглокожих и терригенными обломками. Субаэральные изменения проявились здесь более интенсивней, чем на Ем-Еговском лицензионном участке: отмечаются крупные корни стержневой формы, микрокодиевые пятна (ризы грибов) и почвенные комки (пизолиты).

Наличие перерыва в осадконакоплении подтверждается и результатам биостратиграфических исследований [3].

Комплексирование данных керна, ГИС и материалов сейсморазведки позволило установить, что к концу формирования абалакской свиты в районе Краснотенинского свода существовали крайне мелководные условия (глубины от первых метров до первых сантиметров). На основе анализа карт общих толщин тюменской свиты на Каменной площади были установлены зоны отсутствия накопления отложений.

По-видимому, пониженные участки донного рельефа к западу от Краснотенинского свода служили «ловушкой» для терригенного материала, сносимого с Палеоурала, и, как следствие, терригенный материал не препятствовал развитию бентосных карбонатных осадочных систем на возвышенной территории Краснотенинского свода. Последующее падение относительного уровня моря привело к осушению Ем–Еговской и Каменной возвышенностей, что привело к формированию эллювиальных брекчий и развитию карстовых полостей в известняках. Стоит отметить, что известняки со структурой мадстоун (отложения сублиторали) были обнаружены авторами также на Приобском, Тортасинском и Северо-Хохряковском месторождениях, однако признаков гипергенных процессов в них не установлено.

Таким образом, авторами сделан вывод, что на рубеже абалакского и баженовского времени на территории Западной Сибири были условия, пригодные для существования бентосных карбонатных систем. Находки известняков, как правило, приурочены к южным и юго-западным частям Западно-Сибирского палеобассейна. Вероятно обилие терригенного материала, поступающего с восточной части обрамления Западной Сибири, препятствовало накоплению карбонатов в её восточных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исаев Г.Д. Первые находки губок, строматолитов и фациальная природа верхнеюрских пелитолитов Шаимского региона / Г.Д. Исаев, А.Н. Алейников, И.К. Микуленко и др. // Георесурсы. – 2008. – № 5. – С. 8-10.
2. Конторович А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Рыжкова и др. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972-1012.
3. Маринов В.А. Строение келловее и верхней юры Ем-Еговского месторождения (Западная Сибирь) / В.А. Маринов, А.С. Алифиров, А.И. Кудаманов, В.А. Бумагина // XV Международная выставка и научный конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь». – Новосибирск, 2019.
4. Потапова А.С. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской свит / А.С. Потапова, А.П. Вилесов, К.Н. Чертина и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2018. – № 11. – С. 14 -19.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ И НЕФТЬ

Е.А. Предтеченская

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
Новосибирск, Россия

Решение проблемы взаимодействия углеводородов (УВ) с вмещающими породами имеет важное значение для реконструкции условий и путей миграции, аккумуляции флюидов, прогноза фазового состояния УВ, выявления литохимических показателей нефтегазоносности. Изменение состава осадочных терригенных пород в литогенезе происходит в открытой системе при взаимодействии минеральной фазы, поровых растворов, органического вещества (ОВ) и летучих продуктов его деструкции. Поэтому не только состав и физические свойства пород и поровых флюидов влияют на процессы преобразования ОВ, но и органическая компонента вместе с продуктами ее разложения способствует изменению минеральной части пород и поровых растворов. Вопрос о том, изменяется ли порода после прихода нефти в пласт–коллектор, дискуссионен [4, 7, 10 и др.]. Исследования Т.Т. Клубовой и др. ученых показали, что приход нефти в пласт приостанавливает или полностью прекращает процессы преобразования глинистого вещества. Однако, некоторые авторы (Г.И. Прозорович и др.) допускают, что по мере заполнения пласта нефтью процессы образования и растворения минералов могут продолжаться ещё какое-то время вследствие наличия остаточной воды, которая никогда полностью не вытесняется из породы. Воздействие нефтей и газов на породы, проявляющееся в виде **минеральных новообразований**, изучено относительно слабо. В связи с УВ скоплениями наиболее изучены восстановленные формы железа и серы [3, 10 и др.]. Для нефтяных залежей характерно образование сульфидов железа и других металлов, которые могут образовывать промышленные скопления соответствующих руд [3]. Пирит в связи с воздействием S-содержащих флюидов может образоваться при избытке в породах окисного железа, присутствующего в составе магнетита, глауконита, шамозита, сидерита. Известно, что в зонах контакта нефтей с кислородсодержащими водами породы обогащаются ураном [1, 12].

Под влиянием УВ нефтей и битумов происходит **разрушение и распад неустойчивых минералов** обломочного каркаса и цемента пород (полевых шпатов, слюд, глинистых минералов, сульфатов [3, 10 и др.]). Интенсивное разрушение слюд и полевых шпатов в результате снижения РН среды при окислении нефти фиксируется в зонах ВНК нефтяных месторождений. Растворению гидрослюд способствуют наличие в составе ОВ и поровых растворов легкогидролизующих гуминовых веществ [8]. Если вопрос об изменении состава пород под влиянием УВ изучен недостаточно, то факт изменения состава нефтей при каталитическом участии пород установлен достаточно чётко. Имеются многочисленные данные, основанные на экспериментальных исследованиях, которые указывают на возможность **преобразования состава УВ в результате термокаталитических реакций с участием глинистых минералов**. Установлено, что каталитическая активность пород возрастает с повышением содержания в них глинистых фракций и уменьшается с ростом карбонатности [4, 8]. Увеличению сорбционной емкости глинистых частиц способствует наличие на их поверхности плёночной воды с «ажурной» структурой льда. Последняя обладает большим числом пустот, в которые могут входить крупные нефтяные УВ [9].

Экспериментально установлено, это взаимодействие в системе нефть – порода приводит к образованию так называемых **органо-минеральных (ОМ) соединений**. Они могут быть представлены простыми солями, комплексными

соединениями и адсорбционными комплексами. Т.Т. Клубовой [4] показано, что в результате преобразования исходных ОБ различного состава в присутствии природных монтмориллонита, каолинита и гидрослюд образуются *кетоны*, которые закрепляются на внешних поверхностях частиц глинистых минералов по закону ионной сорбции. В виде таких ОМ комплексов ОБ предохраняется от дальнейших химических изменений так же, как и сами глинистые минералы [4, 8 и др.]. Так, на монтмориллоните в результате химической адсорбции закрепляется 55-95% гуминовых кислот, которые поглощаются внешними поверхностями минерала, в то время как фульво- и аминокислоты в кислой среде и при насыщении монтмориллонита натрием могут адсорбироваться и его внутренними поверхностями [6]. **Обменно-ионные реакции**, протекающие при термokatалитических превращениях, сосредотачиваются в «активных центрах», в роли которых выступают ионы Zx – валентных металлов [4, 6, 8]. В роли гидрофильных полярных групп, адсорбирующихся на поверхности минеральных частиц в молекулах органических соединений обычно выступают группы OH , $COOH$, NH_2 , SH , SO_3H и др., а в роли неполярных – УВ цепи [3].

Комплексные органические соединения металлов носят названия **«хелаты»** или **«кleshневидные»** комплексы. К подобным комплексам, помимо соединений металлов с гуматами, относятся хлорофилл (Mg), гемоглобин (Fe), витамин B_{12} (Co) и др. Минеральными компонентами в связи с ОБ могут быть Fe, Al, K и др. элементы либо в виде *коллоидальных гидроокисей*, либо в виде *высокодисперсных минералов* [3, 6]. В настоящее время наиболее изучены ОМ образования в нефтях в виде *V– и Ni–порфириновых комплексов* [2, 5 и др.], которые предположительно попадают в нефть из материнских пород вместе с миграционно–способными битумоидами [5]. При этом никелевый комплекс превосходит ванадиевый по подвижности. Большая часть Fe, Ni и др. металлов мигрирует в виде хелатов в условиях влажного климата, для которого характерны кислые ландшафты, кислые и слабокислые воды с pH от 2,5 до 6,5. Миграционная способность гумусовых веществ, Fe, Mn и Al резко возрастает при наличии в водных растворах CO_2 , органических кислот и их солей [6, 8]. Значительную роль в образовании ОМ комплексов играют **геохимические барьеры** [3]. К ним, в частности, относится восстановительный барьер, а также зоны водо- и газо-нефтяных контактов (ВНК и ГНК) нефтяных и газовых месторождений. Здесь концентрируются такие элементы, как Fe, Co, Ni, V, Cu, Zn, Hg, Pb, U и др.

На изменение состава нефтей в залежах существенно влияет ряд **литологических факторов**. В частности, имеется тесная связь определенных глинистых минералов с определенным типом насыщающих флюидов [2, 4, 7, 11 и др.]. Так, в районах развития нефтяных месторождений (Западное и Восточное Предкавказье [2]) во вмещающих породах преобладают гидрослюды, в то время, как в районах развития газовых месторождений (Центральное Предкавказье) – разбухающий минерал. Для глубоких нефтегазоносных горизонтов Предкавказья и Закавказья характерна ассоциация тяжелых нефтей с повышенным содержанием смол с глинистыми породами существенно монтмориллонитового состава. Некоторые авторы [11] предполагают прямую зависимость между содержанием в породе монтмориллонита и нефти. Из опубликованных данных [4, 10, 11 и др.] следует, что в процессе сорбции породами газа большую роль играют полимиктовые песчаники по сравнению с олигомиктовыми; в составе газоносных пород доминируют сидерит, лептохлорит, глауконит, каолинит и разбухающие глинистые минералы, в нефтеносных же толщах преобладает пирит, повышено содержание карбонатов и понижено – каолинита; с ростом песчанистости плотность нефтей уменьшается, а с увеличением глинистости – растёт; тяжелые смолисто-асфальтеновые компоненты нефтей ассоциируют, главным образом, с аргиллитами с повышенным содержанием $C_{орг.}$; углистые и сидеритизированные породы континентальных фаций в составе

окисленного ОВ чаще всего содержат повышенное количество смолисто-асфальтеновых веществ, в то время как в терригенных породах мелководно-морских фаций, обогащенных пиритом, в составе $A_{\text{хл}}$ битумоида повышено содержание Me-Nn углеводородов. Методом корреляционного анализа выявлены и другие зависимости между составами пород и нефтей в различных условиях литогенеза [7]. В целом, все авторы констатируют, что изменение состава УВ и минеральных компонентов вмещающих пород в отложениях различного генезиса происходит под воздействием общих термодинамических факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Германов А.И. Геохимические и гидродинамические условия возникновения эпигенетической урановой минерализации в нефте- и водоносных горизонтах / А.И. Германов // Геохимия. – 1961. – № 2. – С. 99-109.
2. Дроздова Т.В. Закономерности распределения ванадие- и никель-порфиринов в осадочных породах Восточного Предкавказья / Т.В. Дроздова, В.А. Чиченов // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: материалы III Междунар. конф. – М.: МГУ, 1974. – С. 85-87.
3. Карцев А.А. Геохимические методы исследований при поисках нефти и газа / А.А. Карцев, В.П. Шугрин. – М.: Недра, 1964. – 201 с.
4. Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти / Т.Т. Клубова. – М.: Наука, 1973. – 254 с.
5. Колганова М.М. Ванадий, никель и их порфирины в Западно-Сибирских нефтях / М.М. Колганова // Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных бассейнов Сибири: под ред. А.Э. Конторовича. – М.: Недра, 1974. – С. 146-153.
6. Миграционная способность продуктов взаимодействия Fe и Mn с природными органическими веществами / Воробьева Л.А. и др. // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: мат. III Междунар. конф. – М.: МГУ, 1974. – С. 11-12.
7. Перозио Г.Н. О преобразованиях состава вмещающих пород и нефтей Западно-Сибирской плиты / Г.Н. Перозио, Е.А. Предтеченская, О.Ф. Стасова // Геология и геофизика. – 1982. – № 6. – С. 193-195.
8. Пивоварова И.А. Взаимодействие гумусовых веществ с глинистыми минералами / И.А. Пивоварова, Д.С. Орлов // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: материалы III Междунар. конф. – М.: МГУ, 1974. – С. 45-46.
9. Самойлов О.Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов / О.Я. Самойлов. – М.: АН СССР, 1957. – 182 с.
10. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты / И.Н. Ушатинский, О.Г. Зарипов. – Свердловск: Средне-Уральское изд-во, 1988. – 208 с.
11. Хеиров М.Б. Глинистые минералы и нефтеобразование / М.Б. Хеиров, Э.А. Даидбекова // Органическое вещество в современных и ископаемых осадках: материалы III Междунар. конф. – М.: МГУ, 1974. – С. 80-81.
12. Hyden H.J. Distribution of uranium and other metals in crude oils / H.J. Hyden // U.S. Geol. Survey Bull. – 1961. – No 1100-B.17. – P. 30-137.

СТРАТИГРАФИЯ И ДИНАМИКА БОЛОТА БОЛТНОЕ КАК ОТКЛИК НА ИЗМЕНЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА (ЮЖНАЯ ТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.И. Прейс¹, В.Н. Зенин², А.В. Савельева³, Г.А. Симонова¹

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Институт химии нефти СО РАН, Томск, Россия

До настоящего времени существует мнение, что раннеголоценовые верховые болота Западной Сибири, «Нарымского типа» по: [2], слабо реагировали на изменения континентального климата голоцена в связи с мощными буферными свойствами их глубоких слаборазложившихся сфагновых залежей [1]. Это мнение основано на данных по стратиграфии генетических центров этих болот, сложенных монотонными фускум залежами [1, 6]. Данные по отклику других участков этих болот, также занимающих значительные площади, на изменения климата голоцена, необходимые для корректных прогнозов изменения их состояния в ближайшем будущем, отсутствуют.

Цель исследования – получить данные по детальной стратиграфии, свойствам торфов и хронологии торфонакопления южнотаежного болота Нарымского типа и определить степень отклика его на изменения континентального климата голоцена.

Изучен торфяной разрез болота Болтное (57°04'44,3" с.ш., 79°34'29,2' в.д.), расположенного в самом центре Обь-Иртышского водораздела и входящего в состав Большого Васюганского болота. Разрез заложен на окраине одного из локальных вершинных плато, в низком регрессивном ряме (сосново-кустарничково-мохово-лишайниковом сообществе) со *Sphagnum fuscum*. Отбор образцов торфа проведен буром БТГ-1 на полную глубину залежи (785 см). В пробах, толщиной 1-5 см, выполнены анализы: ботанического состава, степени разложения, зольности, плотности торфа по методикам Инсторфа, степени гумификации и коэффициентов экстинкции щелочных растворов гуминовых кислот методом УФ-спектроскопии, содержания растительных пигментов по методике [5], изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) на изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage в Томском Центре коллективного использования СО РАН. Хронология торфонакопления основана на 12 AMS-датах, полученных с использованием УНУ «УМС ИЯФ СО РАН» Института ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН. Даты откалиброваны с помощью программного обеспечения CALIB 7.0.4. Выполнена реконструкция палеофитоценозов и водного режима болотных палеоэкотопов по ботаническому составу торфа, с расчетом индекса влажности (IW) [4] и по другим его свойствам.

В результате установлено, что торфяная залежь имеет возраст около 9000 кал. лет, по виду строения - комплексная верховая, сложена до 720 см различными видами верховых торфов, ниже – низинными травяными и сфагновыми, подстилается ОМО. Преобладают сфагновые торфа низкой степени разложения и зольности. Для торфяного разреза характерны: неоднократные, резкие смены ботанического состава торфов; многочисленные экстремумы показателей других свойств; значительное участие вторично измененных торфов, о чем свидетельствуют слабые корреляционные связи свойств торфа с показателями водного режима (IW), наличие многочисленных прослоек, обогащенных остатками древесины, свидетельствующие о неоднократных обсыханиях и облесениях поверхности болота, пульсирующий характер торфонакопления и наличие его прекращений. Все это свидетельствует о сложной стратиграфии и нарушении аутогенного развития болота внешними факторами. На разрезе Болтное по

комплексу индикаторов выявлено 18 стадий - смен палеофитоценозов и водных режимов палеозкотопов. Сопоставление с региональными кривыми палеоклимата голоцена [3], выявило климатическую обусловленность этих стадий-смен, максимальное влияние холодных сухих и теплых влажных периодов на функциональное состояние болота, что является региональной особенностью, обусловленной континентальностью климата. Выявлено, что на юге лесной зоны Западной Сибири изменения климата голоцена влияли на стратиграфию и динамику болот не только через изменение водного режима их палеозкотопов, но и косвенно – через изменение физического состояния (талое/мерзлое) торфяных отложений. AMS-датированием. выявлен палеостратиграфический рубеж, отражающий длительное криогенное прекращением торфонакопления с 5705 до 5120 кал. лет назад (л. н.) в раннесуббореальное похолодание голоцена, формированию которого способствовало также обсыхание и облесение болота в предшествующий теплый аридный период. Согласно наиболее вероятному сценарию динамики функционального состояния болота Болтное, формирование и деградация многолетней мерзлоты (ММ) оказывали наиболее значительное влияние на ранних стадиях его развития, обуславливая пульсирующий характер торфонакопления. Заболачиванию должен был способствовать термокарст раннеголоценовых ММ пород «Новосанчуговского похолодания» (9,2 тыс. кал. л. н.), переходу на олиготрофную стадию развития 7975 кал. л. н. - начало деградации ММ водоупора, сформировавшегося в период глобального похолодания 8,2 тыс. кал. л. н., последующему прекращению торфонакопления 7830-7210 кал. л. н. - возрастание дренированности территории в результате полной деградации ММ или значительного понижения ее кровли. По варьированию свойств торфов выявлено, что болото даже на поздних стадиях развития чутко реагировало на короткопериодные изменения климата, в том числе на похолодания внутри Малого Ледникового периода, известные как Минимумы солнечной активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00860_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / под ред. В.Б. Куваева. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
2. Бронзов А.Я. Верховые болота Нарымского края / А.Я. Бронзов // Труды научно-исследовательского торфяного института. – 1930. – Вып. 3. – 100 с.
3. Волкова В.С. Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) / В.С. Волкова, З.Н. Гнибиденко, А.А. Горячева // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. – С. 48–57.
4. Елина Г.А. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот / Г.А. Елина, Т.К. Юрковская // Ботанический журнал. – 1993. – Т. 77. – С. 120-124.
5. Климин М.А. Распределение фотосинтетических пигментов в профиле торфяных отложений как отражение колебаний климата в голоцене / М.А. Климин, С.Е. Сиротский // Биогеохимические и геоэкологические процессы в экосистемах. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – Вып. 15. – С. 237-248.
6. Carbon Storage and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands / Eds. W. Bleuten, E.D. Lapshina. – Utrecht: Utrecht University Press, 2001. – P. 50–68.

СТРАТИГРАФИЯ И ДИНАМИКА НАКОПЛЕНИЯ ТОРФА И УГЛЕРОДА В РЯМАХ БАРАБИНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Ю.И. Преис¹, Г.А. Леонова², А.Е. Мальцев², В.А. Бобров², М.В. Рубанов²

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

В настоящее время в связи со значительной антропогенной нагрузкой (мелиорацией и пожарами) естественный процесс торфонакопления на преобладающем числе олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых болот – рямов Барабинской лесостепи нарушен. Для прогноза изменения их состояния в ближайшем будущем необходимы знания о динамике их функционального состояния, в том числе аккумуляции торфа и углерода в процессе их формирования в голоцене. Однако имеются лишь ограниченные данные по скорости прироста торфа в этих рямках [4], а данные по скорости аккумуляции торфа и углерода отсутствуют.

В сентябре 2017 г. были проведены геоботанические исследования Убинского горелого (55°19' с.ш., 79°42' в.д.) и Шерстобитовского (54°58' с.ш., 81° 0' в.д.) болот с детальным отбором проб торфа на полную глубину залежи. В пробах выполнены анализы ботанического состава, степени разложения (R), зольности (A), плотности (P), влажности ($W_{\text{ест}}$) торфа по методикам Инсторфа [2], определено содержание C по методике [3]. В ЦКП ИМКЭС СО РАН получено 20 радиоуглеродных дат, затем откалиброванных при помощи программного приложения CALIB 7.04 (<http://calib.org/calib/download/>).

В результате установлено, что на этих рямках представлены озерно-болотные отложения, торфяные залежи подстилаются сапропелевидными органо-минеральными отложениями. Торфяная залежь Убинского горелого рямка (УГР), имеет толщину 3,47 м, по виду строения – фускум, до 2,57 м сложена верховым сфагновым (фускум-торфом), ниже – различными видами низинных торфов. Наличие макроугольков и прослоек горелого торфа во всей толще болотно-озерных отложений свидетельствует о значительной подверженности торфяника пожарам на всем протяжении его формирования. Торфяная залежь Шерстобитовского рямка (ШР) смешанная, многослойная лесо-топяная, имеет толщину 2,50 м, до 0,70 м сложена верховыми магелланикум- и сосновым торфом, ниже – низинными торфами. Нарушениями стратиграфии является отсутствие переходных торфов и наличие многочисленных прослоек торфа с древесными остатками, свидетельствующее о неоднократных обсыханиях и облесениях поверхности болота. Торфа их залежей имеют преимущественно низкую степень разложения, нормально зольные, с относительно невысокими показателями плотности торфа и его ОБ. Естественная влажность торфов значительно понижена, особенно в поверхностных слоях. Верховые сфагновые торфа имеют более высокие показатели R, P и A по сравнению с типичными верховыми торфами лесной зоны Западной Сибири [1], а низинные – сходные или более низкие (у сфагнового торфа) показатели $C_{\text{орг}}$.

Возраст торфяной залежи УГР определен в 5,6 тыс. кал. лет, ШР – 4,3 кал. лет.

Использование показателей плотности органического вещества (ОВ) торфа и содержания углерода (C) позволили впервые для болот Барабинской лесостепи получить данные по скорости аккумуляции ($V_{\text{ак}}$) абсолютно сухого торфа (аст), его ОБ и C. Общие запасы торфа и C в залежах УГР и ШР соответственно равны: 267 и 200 кг/м², 124 и 94 кгC/м². Несмотря на значительные различия толщины слоев верхового и низинного торфа, долговременные скорости вертикального прироста ($V_{\text{пр}}$) и $V_{\text{ак}}$ аст, ОБ и C обоих болот достаточно сходны (таблица). $V_{\text{пр}}$ в обоих рямках

ниже, чем ранее полученные для рямов Барабы [4], в УГР в связи с влиянием палеопожаров, в ШР – с поздним переходом на олиготрофную стадию развития, и сопоставимы со $V_{пр}$ эвтрофных болот – займищ лесостепи. Это также связано с дренирующим влиянием примыкающим к ним озер, особенно в периоды их регрессии при аридизациях климата.

Таблица

Скорости вертикального прироста ($V_{пр}$) и аккумуляции ($V_{ак}$) аст торфа, органического вещества и углерода в торфяных разрезах Убинского горелого и Шерстобитовского рямов

Название рьяма	Глубина залежи, см	Возраст по ^{14}C , лет назад	Возраст, кал. лет назад	$V_{пр}$, мм/год	$V_{ак}$ аст, г/м ² год	$V_{ак}$ ОВ, г/м ² год	$V_{ак} C$, гС/м ² год
Убинский горелый	347	5641±104	6472,5	0,53	40,9	37,9	19,0
Шерстобитовский	250	4578±72	5254	0,47	37,6	33,4	17,1

В разные периоды формирования рямов $V_{пр}$, $V_{ак}$ аст, ОВ и С значительно варьировали, соответственно: в УГР – 0,39-1,05 мм/год, 30,0-71,5 г/м²год и 13,7-33,4 гС/м²год, в ШР – 0,25-0,73 мм/год, 14,2-78,9 г/м²год и 6,7-32,6 гС/м²год. Начало накопления торфов в УГР началось после обмеления озера в предшествующий период максимально теплого аридного климата, а в ШР – в период влажного похолодания. В зависимости от климата и исходного водного режима подстилающих отложений процесс торфонакопления на ранних стадиях развития был максимально активным (ШР) или имел замедленный характер (УГР). На последующих стадиях развития этих рямов активизация торфонакопления происходила при похолоданиях климата или при климатических условиях, близких к современным, а понижение скорости аккумуляции торфа в результате обсыхания и облесения поверхности болот – в периоды аридизации. В торфяных залежах этих рямов активизация торфонакопления из-за повышения обводненности болот или перехода их на олиготрофную стадию происходила около 5,0, 3,4 и 0,9 тыс. кал. лет назад, а ее замедление из-за обсыхания болот – около 4,7 и 1,1 тыс. кал. лет назад.

Несмотря на выявленные общие закономерности влияния климата на изменение скорости торфонакопления изученных рямов, ее динамика для каждого рьяма Барабинской лесостепи индивидуальна, зависит от генезиса, возраста, местоположения на болотном массиве, степени и характера влияния внутриболотных или соседних озер, других локальных факторов.

Работа выполнена в рамках государственного задания – проект № 0330-2016-0011, при финансовой поддержке грантов РФФИ № 17-45-540063 p_a, № 18-35-00072 мол_a.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / под ред. В.Б. Куваева. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.
2. Лиштван И.И. Основные свойства торфа и методы их определения / И.И. Лиштван, Н.Т. Король. – Минск: Наука и техника, 1975. – 318 с.
3. Фадеева В.П. Элементный анализ органических соединений с использованием автоматических СННС-анализаторов / В.П. Фадеева, В.Д. Тихова, О.Н. Никуличева // Журнал аналитической химии. – 2008. – Т. 63. – № 11. – С. 1197-1210.
4. Лисс О.Л. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины / О.Л. Лисс, Н.А. Березина, Г.Г. Куликова // Природные условия Западной Сибири. – М: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – Вып. 6. – С. 69-86.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ: ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ (НЕПСКИЙ СВОД, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

В.В. Пустыльников¹, Н.А. Иванова¹, Н.С. Сентякова¹, А.В. Левина¹, В.С. Воробьев²

¹АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия

²ООО «Газпромнефть-Ангара», Санкт-Петербург, Россия

Изучение состава пород фундамента, а также строения, состава и профиля сохранившейся коры выветривания, увязка этих материалов с данными ГИС и сейсморазведки, позволяют провести реконструкцию палеорельефа кристаллического фундамента на момент формирования базальных горизонтов осадочного чехла, оценить динамику и скорость развития процессов гипергенеза, выявить широтную и климатическую зональность области выветривания, гидрографию, удаленность и направление источников сноса, а также многие другие факторы, которые оказывают непосредственное влияние на развитие седиментационного бассейна, контролируют состав исходных осадков и цементирующих их веществ, а также, в некотором смысле, определяют и постседиментационные процессы. Объектами исследования послужили породы фундамента, коры выветривания, а также терригенные породы базальных горизонтов непской свиты венда в пределах Верхнечонского, Игнялинского, Вакунайского и Тымпучиканского лицензионных участков Непского свода. Установление полученных взаимосвязей позволило выявить определенные особенности условий осадконакопления, цементации и формирования пород-коллекторов непской свиты. По итогам исследования пород фундамента были получены заключения о том, что фундамент чаще всего представлен породами гранитного ряда, как нормальными, так и в различной степени метаморфизованными (гнейсами, гранито-гнейсами), иногда породами промежуточного состава (серыми гнейсами, гранодиоритами), в единичных случаях - кристаллическими сланцами. В некоторых случаях верхняя часть фундамента представлена зеленосланцевыми породами (филлитоподобными разновидностями, рассланцованными гранитами или хлорит-гидрослюдистыми сланцами), в данном случае не исключается влияние динамометаморфизма на границе кристаллического фундамента (или коры выветривания, если она присутствует) и осадочного чехла. В процессе изучения последовательности и направленности изменений пород от фундамента слабо измененного к более измененному и коре выветривания, авторами, по петрографическим данным, было выделено четыре зоны снизу вверх по разрезу: первая (Ф-2) - слабо измененного фундамента, вторая (Ф-1) - сильно измененного фундамента, третья (КВ-2) - зона начального выщелачивания или *кора выветривания с сохранившейся реликтовой структурой породы* и четвертая (КВ-1) - зона полного выщелачивания или *глинистая кора выветривания*. Граница между породами фундамента и коры выветривания была принята авторами условно по суммарному содержанию вторичных минералов более 50 %. По петрографическим данным зона КВ-2 характеризуется тем, что на фоне темно-серой, иногда зеленоватой, глинистой (гидрослюдистой, хлорит-гидрослюдистой) массы видны светлые таблички (реликты порфиризовых выделений) выветрелого гидрослюдизированного, пелитизированного, иногда каолинизированного, полевого шпата и зерна кварца с изъеденными контурами, измененные таблички слюд. Глинистая кора выветривания (КВ-1), представленная глинистым (гидрослюдистого состава, иногда с примесью хлорита) материалом и включениями зерен кварца, не имеет структурно-текстурных признаков первичной породы. Учитывая наиболее

полный профиль коры выветривания, развивающийся по породам гранитного ряда [2], приходим к выводу, что в нашем случае имеется зона дезинтеграции материнских пород и *начального выщелачивания* (КВ-2), а также зона химического разложения, протекающая в щелочных условиях с образованием *гидрослюдистого горизонта* (КВ-1), но при этом в зоне глинистых минералов отсутствует *каолиновый горизонт*, образование которого протекает в нейтральных и кислых условиях химического разложения, также отсутствует *зона гидроксидов и оксидов*, образующаяся на этапе завершения процессов химического разложения, гидролиза силикатов с образованием латеритов. Отсутствие в профиле коры выветривания каолинового и латеритного горизонтов, сероцветность продуктов выветривания и вышележащих осадочных пород, позволяют предположить отличительные особенности климата, существовавшего на период выветривания. Используя классификацию Г.Ф. Крашенинникова "Влияние климата и состава материнских пород на строение коры выветривания" [1] данным условиям соответствуют: холодный и влажный, умеренный и сухой, либо - сухой и жаркий климат. В широтной зональности кор выветривания по Н.М. Страхову [2] наш профиль укладывается в интервал: "степи-полупустыни и пустыни-саванны", так как в холодном климате над породами фундамента существует только зона дезинтеграции - результат физического выветривания, глинистая зона отсутствует. Тот же автор замечает, что "вторая стадия - обызвесткованная сиаллитная соответствует начальной стадии химического выветривания, данный процесс протекает в щелочной среде в условиях сухого континентального климата". А поскольку дефицит влаги позволяет накапливать легкоподвижные компоненты на месте выветривания, то возникают процессы *обызвесткования и огипсования (реже засоления)*, что мы и наблюдаем в нашем случае в породах коры выветривания, фундамента, где по трещинкам проникают гипс (ангидрит), доломит и кальцит, а также в породах базальных горизонтов, где в некоторых разрезах в основании осадочного чехла нами были отмечены прослои ангидрита до 40 см (скв. Тымпучиканская 11), не говоря о хемогенной *синседиментационной эвапоритовой цементации* пород с развитием карбонатного и сульфатного цементов базального и базально-порового типов. Третья кислая сиаллитная стадия химического выветривания с образованием каолинита возможна в гумидном климате, а четвертая аллитная латеритная - в условиях влажных тропиков и субтропиков, когда на месте остаются только окислы алюминия, железа и кремния. Полученные выводы о существовании аридного климата на время выветривания и накопления базальных горизонтов венда на территории Непского свода были использованы при фациальных реконструкциях и моделировании постседиментационных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях: учебное пособие / Г.Ф. Крашенинников. – М.: Высшая школа, 1971. – 368 с.
2. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза / Н.М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 212 с.

РИФТЫ И ОНТОГЕНЕЗ УГЛЕВОДОРОДОВ

Л.А. Рапацкая

Иркутский государственный научно-исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

В последние годы исследователями признаётся приуроченность большинства месторождений углеводородов (УВ) к рифтогенным структурам, как к зонам высокой проницаемости литосферы и повышенных тепловых потоков. Рифтообразование, вызванное подъемом разогретого мантийного вещества с последующим расколом земной коры, приводит к формированию грабенообразных впадин, которые могут впоследствии служить очагами нефтегазообразования, так как для них характерно мощное осадконакопление, большие массы органики и интенсивный прогрев осадочных толщ. Примерами служат Западно-Сибирская, Лено-Вилуйская мегасинеклизы и др.

Формирование нефтегазоносных бассейнов (НГБ) Сибирской платформы (СП), судя по раздробленности консолидированной коры, обусловлено системами рифтов, закартированных не только по подошве осадочного чехла, но и по поверхности Мохо. С районами максимальной раздробленности – рифтогенными структурами, претерпевшими разновозрастную активизацию, связаны обширные осадочные бассейны рифея, перекрытые толщами палеозоя, а по северной и восточной окраинам СП мезозоя. Это Енисейско-Анабарский, Лено-Вилуйский НГБ, *а в пределах Лено-Тунгусского НГБ – Тунгусский, Байкитский, Присяянский суббассейны и др.* Гигантские залежи УВ Куюмбинско-Юрубчено-Тохомского ареала (КЮТ) разведаны в рифее межрифтовых блоков, приуроченных к Куюмбинскому рифту

Куюмбинский рифт с самым древним на планете гигантским КЮТом нефтегазонакопления показателен и в том плане, что впервые здесь приводятся доказательства роли рифтов, как нетрадиционных» объектов генерации углеводородов. «Куюмбинский рифт, как наиболее проницаемая структура литосферы региона, создает оптимальные условия для транзита глубинных флюидных потоков, играющих ведущую роль в процессах нефтидогенеза [2].

Иркинеевско-Чадобецкий рифт рифейского возраста на юго-западе СП выполнен отложениями рифея мощностью до 8–10 тыс.м, с мощным потенциалом нефтегазогенерации. В главной магнитоактивной поверхности здесь отчетливо выделяются структуры первого порядка: Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы, Катангская седловина др. [1]. К этим надрифтовым структурам приурочены многочисленные месторождения УВ.

Д.А. Астафьев (1991) отмечает и тяготение многих месторождений к выходам в осадочный чехол листрических разломов, узлам пересечения последних со сдвиговыми разломами, связанных с процессами рифтогенеза

.В мезозойских отложениях Хапчагайского вала крупная зона нефтегазонакопления обнаружена во внутририфтовом блоке Лено-Вилуйского НГБ. Прогнозируемые зоны нефтегазонакопления трассируются вдоль зон разломов, также обусловленных рифтогенезом.

Еще примером роли рифтогенеза в генерации УВ, может служить Байкальская впадина - часть внутриконтинентального рифта. Кайнозойский газоносный комплекс оз. Байкал пространственно приурочен к мезо-кайнозойским межгорным впадинам Байкальской рифтовой зоны: Усть-Селенгинской, Баргузинской и Верхнеангарской.

Надо упомянуть нефтегазоносность древней Северо – Китайской платформы(СКП), где «наиболее высокопотенциальные и широко распространенные нефтематеринские толщи генетически связаны с самыми крупными за

фанерозойскую историю эпохами рифтогенеза» (С.К. Баженова, К.Ж. Бурлин, 1993). Промышленная нефтегазоносность СКП обусловлена приуроченностью её месторождений УВ к Восточно-Китайской рифтовой системе.

Как свидетельствуют материалы международного проекта «Геотраверс», древняя СКП испытала тектоническую активизацию, что привело к формированию внутрикратонных грабенов, выполненных потенциально нефтегазоносными отложениями. А подъём астеносферного диапира с излиянием толеитовых базальтов обусловил прогрев мощных толщ осадков, богатых органикой с последующей генерацией углеводородов.

Подводя итог вышеизложенному, следует констатировать: месторождения УВ на СП и СКП от рифея до кайнозоя включительно приурочены к к рифтам, как к наиболее проницаемым структурам литосферы, создающим оптимальные условия для транзита глубинных флюидных потоков, играющих ведущую роль в процессах нафтидогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буш В.А. Строение Иркинеево-Чадобецкого авлакогена по данным комплексных аэрогеофизических съёмок / В.А. Буш // Современные аэрогеофизические методы и технологии. – 2009. – Вып. 1. – Т. 1. – С. 143-153.
2. Лукин А.Е. О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем) / А.Е. Лукин // Геол. журнал. – 1999. – № 1. – С. 30-42.

ЛИТОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ И ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Г.Н. Родионов, А.Г. Никифоров

Институт Геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Территория Ладожского озера, крупнейшего пресноводного озера в Европе и второго по величине в России крайне сложна в геологическом плане. Коренные породы, представленные здесь докембрийскими глубоко метаморфизованными породами, перекрыты чехлом четвертичных отложений различного генезиса, мощность которого варьирует от первых десятков сантиметров до 42 м. В результате исследования пробуренных скважин на территории Западного Приладожья удалось проследить особенности формирования современных озерно-ледниковых и озерных постледниковых типов осадков (позднее 11,8 тыс. лет [4]). Сложный денудационно-тектонический рельеф данного региона [3] обусловил полихронное накопление осадков различного генезиса в депрессиях кристаллического фундамента. Современные осадки изучались для целей определения их фациальной принадлежности, мощности и литологических границ.

На основании абсолютных отметок залегания ленточных глин можно предположить, что в районе Ладожского озера имели место несколько разновозрастных приледниковых озер. Учитывая, что минимальная глубина для образования ленточных осадков должна равняться 20–30 м береговые линии этих озер должны находиться на 45–50 м и 85–90 м над уровнем моря [1].

В прибрежной зоне выявлены осадки озерного генезиса; маркирующие уровень трансгрессии Ладожского озера до абсолютных отметок 35–42 м.

Уровни кровли двух комплексов озерно-ледниковых отложений зафиксированы на абсолютных отметках 35–40 м и 80–92 м, что соответствует теоретическим уровням Ладожского приледникового водоема [1]. Более ранний комплекс залегает на хорошо сохранившихся флювиогляциальных и конечноморенных грядах и не перекрывается более поздними отложениями. Более поздний комплекс залегает на ледниковых отложениях (моренах) или кристаллическом фундаменте, частично перекрываясь голоценовыми озерными отложениями.

Стратиграфическая колонка четвертичных отложений, залегающих на кристаллическом фундаменте, имеет следующее строение:

- bQH,aQH. Современные биогенные, аллювиальные и аллювиально-озерные отложения (могут находиться на различных высотных отметках и иметь разную мощность, в зависимости от рельефа и ориентировки тальвегов).

- IQIII-H. Озерные отложения Ладожского озера голоценового возраста (занимают уровни 0–42 м. Уровни залегания выше 28 м [4] могут быть связаны с неотектоническими дислокациями, достигающими амплитуды до 40 м по вертикали [2]).

- IgQIIlos. Озерно-ледниковые комплексы (Ранний и поздний комплексы сложены ленточными и ленточноподобными глинами и суглинками мощностью до 40 м.

- fQIII-H. Флювиогляциальные отложения (сортированные пески мелко-, средне-, крупнозернистые с валунами и галькой, слагающие озовые гряды мощность свыше 30 м, абсолютные отметки кровли до 82 м).

- gQIIlos. Собственно ледниковые отложения (морены с диамиктоном песчаного, песчано-гравийного и алевроитового состава, с валунами и галькой до 20% от общего состава, мощностью до 4 – 6 м). Морены слагают основание разреза позднеледниковых четвертичных отложений на данной территории и залегают на

докембрийских кристаллических породах. Точных данных о наличии в разрезе более древних четвертичных отложений нет.

Результаты исследования показывают, что озерные и озерно-ледниковые отложения позднего комплекса могут занимать схожие высотные отметки. Это связано с трансгрессивно-регрессивной деятельностью Ладожского озера и переотложением материала. Кроме того установлено что сохранение конечно моренных гряд песчано-гравийного состава, перспективных для добычи полезных ископаемых связано с их расположением выше уровней 65 м.

В зонах тектонических депрессий западного и северо-западного простирания развиты также аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, что связано с их естественной ролью тальвегов для разгрузки поверхностных вод в направлении Ладожского озера. В данный момент существует разветвленная гидрографическая сеть, существующая в понижениях грядово-тектонического рельефа. Мощность аллювиальных отложений может достигать 8 м, их состав зависит от подстилающих и лежащих выше по рельефу осадков. Так, в непосредственной близости от конечно-моренных песчано-гравийных комплексов формируются песчаные русловые отложения, а в зонах распространения озерно-ледниковых и озерных отложений формируются супесчано-суглинистые илы. Ладожское озеро как часть Балтийского ледникового озера (между 12,2 и 10,5 тыс. лет назад).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Г.С. Четвертичная геология и геоморфология Карелии / Г.С. Бискэ. – Петрозаводск, 1959. – 307 с.
2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / под редакцией Н.В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 353 с.
3. Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины) / Отв. ред. Бискэ Г.С. – Петрозаводск: «Карелия», 1978. – 208 с.
4. Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции / Д.А. Субетто. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. – 339 с.

УТОЧНЕНИЕ ГЛАВНЫХ ФАЗ МАГМАТИЗМА В ПРИЧЕРНОМОРЬЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЮРСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ ГОРНОГО КРЫМА

Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов^{2,3}, С.В. Рудько², А.С. Дубенский², В.С. Шешуков²,
Д.В. Московский²

¹Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Для определения источников сноса и главных фаз магматизма в ареалах первичных источников важную информацию дает комплексное геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение детритовых цирконов (dZr) из обломочных пород. Для уточнения палеогеографических условий и главных фаз фанерозойского магматизма в Причерноморье, мы изучаем dZr из юрских конгломератов, участвующих в строении мезозойских толщ Горного Крыма (ГК). В предыдущие годы нами были получены данные по двум пробам из юрских песчаников ГК K15-007 (г. Демерджи) и K15-003 (г. Спилия, около Балаклавской бухты) [2-4]. В настоящей работе мы представляем новые данные по пробе K15-006, отобранной из юрских конгломератов в Байдарской долине. Из этой пробы по методике [6] в ГИН РАН датировано 100 dZr. Всего 45 анализов оказались кондиционными (т.е. аналитическая ошибка измерений и коррекция на общий свинец <20 млн лет, $5\% < D \leq 10\%$), по ним построена кривая плотности вероятности (КПВ) (Рис. 1).

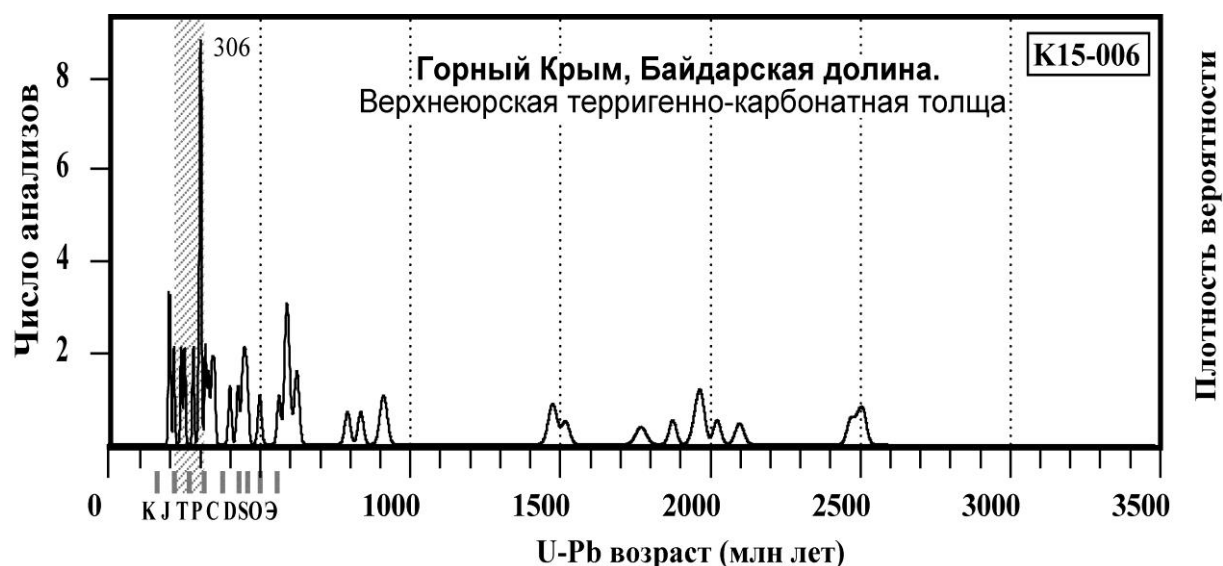


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из пробы K15-006, отобранной из юрских конгломератов в Байдарской долине ГК

Мощные грубообломочные толщи киммерийского комплекса ГК описаны на различных стратиграфических уровнях от тоара до валанжина. Толща битакских конгломератов (тоар) является самой древней из них, верхняя толща конгломератов г. Ю. Демерджи является самой молодой. Предыдущими работами U-Pb датированием dZr были охарактеризованы битакские конгломераты [1], а также опубликованы суммарные данные для набора проб песчаников Южного берега Крыма, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена [5]. Сопоставление всех данных (Рис. 2) показывает, что основные популяции цирконов в этих наборах совпадают. Палеозойские части спектров распределения возрастов

dZr различаются только относительной интенсивностью и небольшими несовпадениями пиков КПВ.

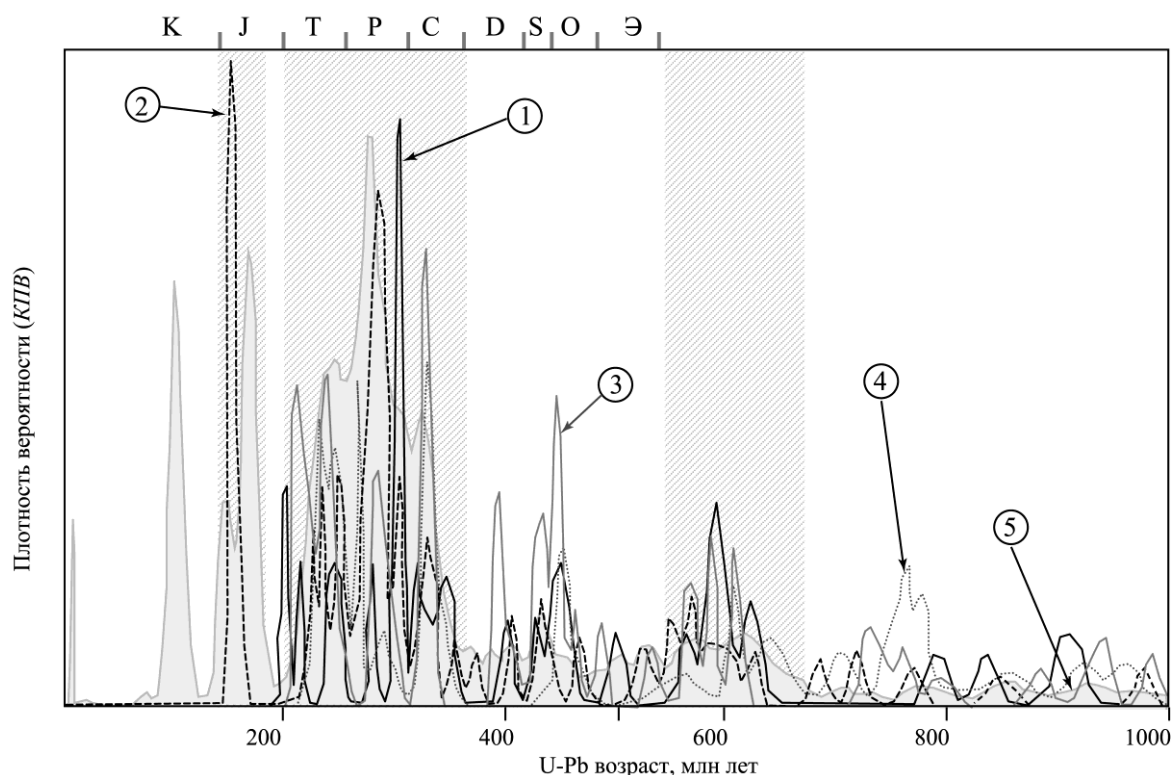


Рис. 2. Сопоставление кривых плотности вероятности (КПВ) возрастов детритовых цирконов из мезозойско-кайнозойских осадочных пород Горного Крыма в интервале возрастов < 1 млрд лет. Показано (цифры в кружках): 1 – верхнеюрские конгломераты Байдарской долины (проба K15-006, n=45), 2 – верхнеюрские конгломераты г.Южная Демерджи (проба K15-007, n=87), 3 – верхнеюрские конгломераты г.Спилия, около Балаклавской бухты (проба K15-003, n=67), 4 – среднеюрские битакские конгломераты (исходные данные по [1], анализы с D>11 % не учитывались, n=34); 5 – суммарные данные по 9 пробам среднеюрских-неогеновых песчаников Горного Крыма (по [5], n=602). n – число анализов, использованных для построения КПВ. Поля с серой косой штриховкой маркируют средне-позднеюрский, триас-каменноугольный и венд-кембрийский этапы магматической активности.

Таким образом, что главные фазы магматизма в фанерозое в пределах Причерноморья имели место в средне-позднеюрское и триас-каменноугольное время, в раннеюрское время фиксируется амагматическая пауза. Цирконы венд-кембрийского возраста, обнаруженные во всех пробах, соответствуют кадомской фазе магматизма. Наличие проявлений магматизма этого возраста – ключевой критерий для идентификации террейнов, отделившихся от северного перикратонного обрамления Гондваны и участвующих в структуре Западно-Европейской плиты, восточного обрамления Северо-Американской и южного обрамления Восточно-Европейской платформ. В связи с этим мы полагаем, что первичным источником докембрийских dZr из юрских грубообломочных толщ ГК были фрагменты коры Пери-Гондванского происхождения.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме гос.заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, а также частично поддержаны проектом РФФИ 19-05-00284.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никишин А.М. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма / А.М. Никишин, Г.В. Махатадзе, Р.Р. Габдуллин, А.К. Худолей, Е.В. Рубцова // Вестник МГУ. Сер. геол. – 2016. – № 6. – С. 20–27.
2. Рудько С.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса

- конгломератов г. Южная Демерджи (Горный Крым) / С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова, Т.В. Романюк // Геотектоника. – 2019. – № 5. (в печати)
3. Рудько С.В. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) / С.В. Рудько, Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, Е.А. Белоусова // ДАН. – 2018. – Т. 483. – № 3. – С. 306-309.
 4. Рудько С.В. О триасовом магматизме на южной окраине Лавразии: результаты сравнения данных по детритным цирконам из пород Горного Крыма / С.В. Рудько, Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Белоусова // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: материалы I Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2018. – Т. 2– С.163-166.
 5. Nikishin A.M. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / A.M. Nikishin, M. Wannier, A.S. Alekseev, O.A. Almendinger, P.A. Fokin, R.R. Gabdullin, A.K. Khudoley, L.F. Kopaevich, A.V. Mityukov, E.I. Petrov, E.V. Rubtsova // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. (eds.). – Geol. Soc. London. Spec. Publ. – 2015. – 428 p.
 6. Sheshukov V.S. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) / V.S. Sheshukov, A.B. Kuzmichev, A.S. Dubenskiy, O.I. Okina, K.E. Degtyarev, N.A. Kanygina, N.B. Kuznetsov, T.V. Romanjuk, S.M. Lyapunov // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts. – Sydney, 2018. – P. 63.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Ю.В. Ростовцева, А.В. Краснова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В последние годы всё более пристальное внимание уделяется изучению нетрадиционных типов пород-коллекторов в связи с острой необходимостью решать задачи, связанные с увеличением ресурсной базы углеводородного сырья. В зоне контакта доюрских образований и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, имеющей сложное строение, выделяются вторично измененные вулканиты, в которых открыты залежи нефти и газа, и которые по своим первичным свойствам не относятся к образованиям с улучшенными ФЕС. В кровле доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты также присутствуют продукты древней коры выветривания (КВ), развивающейся по разным комплексам пород, включая вулканиты [2, 3]. В настоящее время опубликована целая серия научных статей о признаках гидротермальной проработки пород, обусловившей возникновение вулканитов-коллекторов в пределах палеорифтовых систем в доюрском основании Западно-Сибирского бассейна [4, 5]. По полученным нами данным, подобная гидротермальная проработка вулканитов может быть поэтапной, включающей углекислородное выщелачивание и щелочной метасоматоз с образованием целого ряда минералов, отвечающих процессам аргиллизации и/или пропилитизации [6, 7] (Рисунок). При выявлении признаков гидротермальной проработки толщ в зоне, характеризующейся также развитием древней коры выветривания, возникает много сложностей, связанных с необходимостью четкого разграничения продуктов вторичных изменений различного генезиса. Породы могут характеризоваться только гипергенными, гипергенными и гидротермальными, а также только гидротермальными преобразованиями. При решении таких вопросов необходимо проведение стадийного анализа с выявлением всей последовательности минеральных парагенезов. Важным свидетельством действия тех или иных процессов могут являться результаты изотопного анализа. Так, исследования вторичных карбонатов в гидротермально измененных вулканитах-коллекторах доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты (Сильгинская структурно-фациальная зона) позволили выявить в них аномально облегченные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от 2,5 до 12,3 ‰ VSMOW или от -27,5 до -18,0 ‰ VPDB) при «рядовых» (свойственных образованиям разного происхождения) величинах $\delta^{13}\text{C}$ (от -8,9 до -2,4 ‰ VPDB) [7]. Интерпретация этих данных может быть неоднозначной. Традиционно считается, что осаждение карбонатов с такой характеристикой изотопного состава, скорее всего, происходило за счет прогретых элизионных глубинных вод, поднимающихся из нижних этажей бассейна породообразования за счет конвекционного потока. Однако, подобные процессы вряд ли могут проявляться локально (точечно) и, следовательно, должны отражаться на особенностях изотопных составов вторичных карбонатов в целом ряде толщ. По имеющимся многочисленным данным эпигенетические карбонаты (включая жильный кальцит) палеозойских и мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты в целом характеризуются менее облегченными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (в основном > 9–12 ‰ VSMOW) [1]. С другой стороны, проявление эндогенных процессов с формированием комплексов вулканитов и внедрением гранитных батолитов в доюрское время развития Западно-Сибирского бассейна, а также особенности геодинамических режимов рифтовых систем с повторяющейся тектонической активизацией, позволяют предполагать возможное частичное участие магматогенной углекислоты в гидротермальных растворах, из которых происходило

осаждение карбонатов со столь низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$. Решение подобных вопросов требует проведения дальнейших научных целенаправленных исследований.

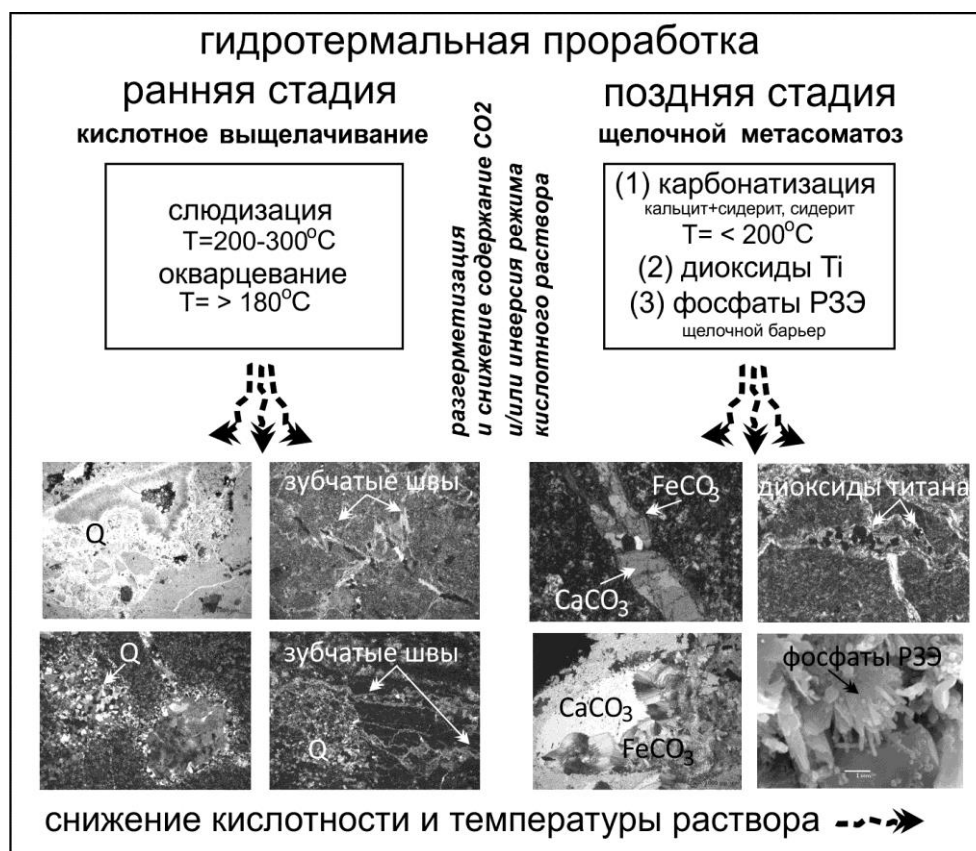


Рисунок. Последовательность гидротермальной проработки кислых эффузивов в доюрском комплексе Западно-Сибирской плиты (Сильгинская структурно-фациальная зона)

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голышев С.И. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири / С.И. Голышев, А.В. Черепнин, А.Н. Рожнев // Геохимия. – 1981. – Т. 198. – С. 1216–1226.
2. Исаев Г.Д. Стратификация и состав пород зоны контакта мезозой-палеозой / Г.Д. Исаев // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 331. – С. 203–209.
3. Ковешников А.Е. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников, Н. М. Недолилко // Известия Томского политехнического ун-та. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 77–81.
4. Коробов А.Д. Кислые экструзивные купола – новый поисковый объект залежей углеводородов в палеорифтовых системах Западно-Сибирской плиты / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова // Известия Саратовского университета. – 2004. – Т. 4. – № 1–2. – С. 93–100.
5. Коробов А.Д. Рифтогенно-осадочный нефтегазоносный комплекс платформ как порождение гидротермально-метасоматических процессов в породах переходного комплекса и чехла / А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, А.Т. Колотухин, В.М. Мухин, Л.В. Елисеева // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. – 2011. – Т. 153. – №. 4. – С. 183–198.
6. Ростовцева Ю.В. Вторичные изменения вулканитов доюрского комплекса Западной Сибири / Ю.В. Ростовцева, А.В. Краснова, А.Е. Гаврилов, Б.В. Полянский // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. – С. 286–288.
7. Krasnova A.V. Secondary carbonates of volcanic reservoirs as result of hydrothermal metasomatism / A.V. Krasnova, A.S. Ugryumov, A.E. Gavrilov, Yu.V. Rostovtseva // NIS Geoconference, NIS Gazprom Neft Novi Sad, Serbia, 2018. – P. 91–95.

СЕЛЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНАХ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

А.И. Рудинская, Ю.Р. Беляев, В.Р. Беляев, Е.В. Гаранкина, Ф.А. Романенко

МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

В послеледниковые горный массив Ловозерские тундры, расположенный в центральной части Кольского полуострова, подвергался интенсивному воздействию селевых процессов, связанных с деградацией покровного и горно-долинного оледенения и гляциоизостатическим поднятием территории. Селевая активность сохраняется здесь и в настоящее время. В результате в днищах большинства долин сформировалась сложно устроенная толща рыхлых отложений, состоящая из разновозрастных генераций аллювиальных и селевых отложений, а на подгорных равнинах фиксируются крупные селевые конусы выноса. Одной из наиболее активно переработанных селями является долина р.Сенгисйок, расположенная на западном склоне Ловозерских тундр. Верховья этой долины вложены в трог, ниже ригеля которого начинается врезанный участок с V-образным, местами теснинообразным поперечным профилем. Крупный конус выноса наложен на моренно-водноледниковую равнину и озерные озёрные террасы Умбозера. Борта долины в среднем течении осложнены разноуровневыми террасами. Были изучены разрезы двух террас с относительной высотой 2,5 и 10 м над урезом. Террасы обоих уровней с поверхности слагаются переслаиванием плотно упакованной щебнисто-валунно-глыбовой толщи с дресвяно-песчаным заполнением и горизонтальнослоистыми и косослоистыми грубозернистыми песками с прослоями мелкой дресвы. Судя по крупности обломков и текстурным особенностям, валунники представляют собой отложения селевых потоков - аналогичные отложения накапливаются при прохождении селей по дну современного селевого вреза, а горизонтально-слоистые пески формировались в ходе наносоводных паводков. В основании более высокой террасы на глубине порядка 7 м от поверхности залегают горизонтально-слоистые супеси с четко выраженными следами криотурбаций – субвертикальными образованиями клинообразной формы, заполненными песчаными отложениями из вышележащих слоев. Супеси подстилаются серым сцементированным озерным алевритом с ледяными шлирами толщиной до 8 мм. Схожие алевриты залегают в основаниях морфологически схожих террас относительной высотой 8-10 м на всем протяжении долины. Из погребенной почвы, вскрывающейся в 2,5-метровой террасе на глубине 1,38-1,40 м, была получена радиоуглеродная дата 4640 ± 70 тыс. лет, соответствующая концу атлантического периода голоцена [1]. Полученная информация позволяет сделать вывод о том, что селевые процессы играли более важную роль в образовании четвертичных отложений долин Ловозерских тундр, чем это предполагалось ранее. Мощности аллювиально-пролювиально-селевых отложений в отдельных случаях составляют до 7-10 м. Вероятно, изначально очагами твердого питания селевых потоков служили горные морены, в дальнейшем уже собственно селевые отложения подвергались размыву и переотложению. Голоценовые селевые толщи, в отличие от современных, характеризуются наличием базального заполнения смесью несортированного грубозернистого песка и дресвы, что может быть свидетельством распространения в прошлом селевых потоков иного вещественного состава, с большей долей обломков в селевой смеси.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 17-05-00630-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. – М.: Наука, 1977. – 184 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ФЛЮИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

М.А. Рудмин, А.К. Мазуров

Томский политехнический университет, Томск, Россия

Морские ооидовые железняки широко распространены среди фанерозойских осадочных бассейнов с пиками накопления в ордовик-девонское и юрско-меловое время [4]. Условия образования этих объектов все еще являются поводом для дискуссий с рядом конкурирующих гипотез [4, 7]. На фоне относительно снижающегося промышленного интереса к железнякам не справедливо игнорировать их значимость как ключевых объектов для понимания биогеохимического цикла железа в морских осадочных системах. В сравнительно недавнее время была выдвинута эксфильтрационная (эксгальационная) теория формирования подобных железняков, главным образом на основе изучения их современных аналогов [2, 3].

В рамках решения генетических вопросов в данной работе изучается основное месторождение Западно-Сибирского железорудного бассейна. Бассейн представляет собой полосу осадочных образований верхнемелового и палеогенового возраста, которая протягивается почти на 2000 км вдоль восточного и юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты. В его пределах открыто множество крупнейших скоплений ооидовых железных руд [1]: Бакчарское, Колпашевское, Парабельское, Ласкинское, Елогуйское, Нижне-Байховское, Туруханское. Целью авторских исследований является минералогическая характеристика железняков и обсуждение возможных источников металла для Бакчарского месторождения. В результате проведенных наблюдений были получены следующие основные результаты.

Флуктуация древнего Западно-Сибирского моря в верхнемеловое время сопровождалась неоднократным изменением береговой линии. Это должно было приводить к более растянутому распространению железорудных горизонтов с постепенным фациальным замещением, чего не отмечается на профилях Бакчарского месторождения. Напротив, железноносные горизонты, которые формировались в определенные периоды времени в пределах всего бассейна [1], приурочены к локальным областям и залегают друг над другом. При этом бакчарский и нарымский горизонты состоят из двух залежей, разобщенных между собой водоразделом рек Бакчар и Галка. Колпашевский горизонт имеет более широкое распространение в виде одной крупной залежи с разветвлениями в разрезе, который сужается в пределах того же водораздела. Вероятно рудные горизонты с обеих сторон оперяют погребенную положительную тектоническую структуру, называемую Бакчарским валом [1].

Частая встречаемость сфалерита, галенита, барита свидетельствует о поступлении в область минералообразования металлов гидротермальной природы. Сульфиды формировались в условиях деятельности сульфатредуцирующих бактерий, при этом высокая скорость кинетики реакции между металлом и сульфид-ионом определяла кристаллизацию минеральной фазы. В противном случае металлы могли входить в состав пирита как происходит с Co, Ni, Cu. Однако факт наличия сфалерита и галенита указывает на подток Zn и Pb в осадочную систему за счет просачивания термальных флюидов. Источником этих флюидов могли быть низкотемпературные флюиды (в том числе метановые сипы). Ассоциация пирротина и грейгита среди сидеритового цемента железняков также указывает на влияние

вверх-диффундирующего флюида на осадок [5, 6] на основе современных морских аналогий.

Наличие флюидных включений в сидеритовом цементе руд подтверждает воздействие метана на древний осадок и его анаэробном окислении с образованием карбоната. Проявления сидерита в виде кристаллов среди бертьеринового цемента, как правило, в ассоциации с фрамбоидами пирита доказывает консорциум в раннем диагенезе метанотрофных архей и сульфат-редуцирующих бактерий. При этом максимумы сульфидизации и карбонатизации в разрезе месторождения сопряжены с периодами глобальных палеоклиматических событий позднего мела и раннего палеогена (ОАЕ-2, ОАЕ-3, мел-палеогеновый рубеж, ПЭТМ). На данную минеральную ассоциацию также накладываются повышенные концентрации Hg.

Низкие концентрации Co, Ni и Cu и высокие концентрации Zn, Pb, Mo, V и As в валовом составе железняков свидетельствуют об их гидротермальном источнике. Дискриминантные генетические диаграммы для морских железо-марганцевых образований: (Ni+Co) vs. (As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) и Co/Zn vs (Co + Ni + Cu) поддерживают гидротермальное происхождение изучаемых пород. Отношения Ce/Ce* vs. Nd и Ce/Ce* vs. Y_{Sn}/Ho_{Sn} указывают на гидрогенный или диагенетический источники редкоземельных элементов (РЗЭ). Соосаждение гидроксидов железа и РЗ-фосфата объясняет источник морской воды для большей части РЗЭ. Однако концентрации РЗЭ в сидерит-содержащих железняках выше, чем в морских карбонатах, что указывает на их иммобилизацию в водонасыщенном древнем осадке по мере кристаллизации сидерита.

Полученные результаты предлагают новую концепцию происхождения морских ооидовых железняков Бакхарского месторождения, включающую восходящую миграцию железонасыщенных флюидов через морские осадки.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (19-45-703002, 18-35-00022).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоус Н.Х. Западно-Сибирский железорудный бассейн / Н.Х. Белоус и др. – Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. – 448 с.
2. Di Bella M. Modern Iron Ooids of Hydrothermal Origin as a Proxy for Ancient Deposits / M. Di Bella et al // Scientific Reports. Nature Publishing Group. – 2019. – V. 9. – № 1. – P. 7107.
3. Kimberley M.M. Exhalative origins of iron formations / M.M. Kimberley // Ore Geology Reviews. – 1989. – V. 5. – No1-2. – P. 13–145.
4. Petranek J. Phanerozoic ooidal ironstones / J. Petranek, F.B. Van Houten // Czech Geological Survey Special Papers. – 1997. – V. 7. – P. 4–71.
5. Rudmin M. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea / M. Rudmin et al // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2018. – V. 19. – P. 1–22.
6. Rudmin M. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia / M. Rudmin, A. Mazurov, S. Banerjee // Marine and Petroleum Geology. – Elsevier, 2019. – V. 100. – P. 309–325.
7. Young T.P. Phanerozoic ironstones: An introduction and review / T.P. Young // Geological Society Special Publication. – 1989. – V. 46. – No 1. – P. ix–xxv.

ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И СЕКВЕНТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖУИНСКОЙ СЕРИИ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

С.В. Рудько^{1,2}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

Отложения Уринского поднятия (УП) в составе дальнотайгинской, жуинской и трехверстной серий рассматриваются в качестве опорного разреза венда юга Средней Сибири. Комплекс стратиграфических характеристик [2] ставит этот разрез в один ряд с типовыми разрезами эдиакария в Китае, Намибии, Омане, Австралии и Канаде. Диамиктиты большепатовской свиты в основании разреза УП сопоставляются с оледенением «Марино». Вышележащая баракунская свита начинается маркирующим горизонтом «венчающих доломитов» и охарактеризована находками вендских проблематик *Beltanelloides sorichevae*, акантоморфных акритарх, а верхняя часть трехверстной серии содержит мелкораковинную фауну немакит-далдынского яруса верхнего венда. В последовательности отложений дальнотайгинской и жуинской серий установлены свойственные вендскому времени увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и аномальные вариации $\delta^{13}\text{C}$ от +9‰ в дальнотайгинской серии до -13‰ (аномалия «Шурам-Вонока») в жуинской. В настоящее время предпринимается попытка реконструировать условия формирования отложений и создать секвентно-стратиграфическую схему для всего разреза венда УП [1]. В настоящем сообщении представлены, новые сведения об условиях формирования и секвентно-стратиграфическом расчленении отложений жуинской серии средней части разреза УП, изученных в обнажениях по реке Ура.

На изученной площади отложения жуинской серии выдержаны по мощности (около 850 м) и латерально выдержаны по составу. Отложения жуинской серии составляют единую секвенцию, ограниченную в кровле и основании стратиграфическими несогласиями, обусловленными эпизодами падения уровня моря и региональной эрозии. Базальная часть тракта низкого стояния уровня моря жуинской секвенции представлена в аллювиально-дельтовых фациях «куллекинских» песчаников [2]. Залегая в пределах УП на закарстованных отложениях каланчевской карбонатной платформы куллекинские песчаники имеют мощность в первые десятки метров. Во внутренней части бассейна (в пределах Патомской складчатой области), отложения каланчевской карбонатной платформы отсутствуют и компенсированы мощной (первые сотни метров) толщей песчаников, сформировавшейся синхронно с куллекнской пачкой УП, но выделяемой в составе валюхтинской свиты в верхней части дальнотайгинской серии. Вышележащие отложения жуинской серии (никольская и ченчинская свиты) отражают единый фациальный ряд обширной карбонатной платформы, окаймленной строматолитовыми биогермами. Максимальная трансгрессия жуинской секвенции соответствует гемипелагическим отложениям склона карбонатной платформы, которые надстраивают «куллекинские» песчаники. Вслед за трансгрессией, наблюдается последовательная смена предрифовых и рифовых фаций, а затем приливно-отливных и лагунных фаций внутренней (шельфовой) части карбонатной платформы. Вышележащие флювиальные песчано-гравийные отложения жербинской свиты трехверстной серии отделены поверхностью размыва и составляют базальную часть следующей секвенции.

Работы выполнены при поддержке РНФ (грант 18-77-00059).

ЛИТЕРАТУРА

1. Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна / П.Ю. Петров // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 6. – С. 521–538.
2. Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири / Н.М. Чумаков, М.А. Семихатов, В.Н. Сергеев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2013. – Т. 21. – №. 4. – С. 26-51.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ВО ВНУТРЕННИХ МОРСКИХ БАССЕЙНАХ И КРУПНЫХ ОЗЕРАХ В ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ВДОЛЬ ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

А.Е. Рыбалко^{1,2,3}, Д.А. Субетто^{4,5}, М.Ю. Токарев⁶, П.Ю. Беляев¹, А.А. Барымова^{3,7},
Г.Б. Федоров³, С.В. Корост^{6,7}

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

² Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,

³ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия,

⁴ Государственный Педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия,

⁵ Институт водных проблем Севера КарЦ РАН, Петрозаводск, Россия

⁶ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁷ Центр Морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В рамках вечно «юной» дискуссии о существовании ледниковых щитов в неоплейстоцене на шельфовых морях Северо-Запада России или об их отсутствии одним из основных вопросов является характер эволюции этих бассейнов и литологии донных отложений. На эту тему существует весьма ограниченный набор данных, особенно в таких морях как Баренцево и Карское, ввиду ограниченности доступа к материалам инженерно-геологического бурения. Дискуссии большей частью ведутся вокруг геоморфологических форм донного рельефа и геофизических данных. Материалы о вещественном составе и текстурных особенностях донных образований используются крайне редко. Между тем большой интерес представляют результаты изучения палеогеографического развития внутренних морских и крупных озерных бассейнов, располагающихся в зоне развития четвертичных покровных ледников, многие элементы которого надежно устанавливаются по эволюции седиментационных (фациальных) обстановок в течении позднего неоплейстоцена – голоцена. В этих бассейнах существуют многочисленные результаты геологического пробоотбора, кроме того детальные палеолимнологические работы проведены на малых озерах, которые когда-то входили в состав морских и озерных палеобассейнов. Эти работы включали в себя также бурение до моренных образований и сопровождалось тщательным литолого-стратиграфическим изучением кернов. Относительно небольшие размеры палеобассейнов (по сравнению с окраинными морями) позволяют также использовать для изучения эволюционных осадочных процессов данные береговых разрезов.

Своеобразие описываемых районов, включая их акваториальные части, заключается в присутствии только двух крупных этапов развития: докембрийского и четвертичного (точнее позднечетвертичного). Промежуточные по возрасту породы (при том исключительно нижнепалеозойские) представлены только по южной периферии всех внутренних водных бассейнов (в докладе рассматриваются особенности развития только северной части Балтийского моря). Четвертичные образования представлены отложениями преимущественно последнего гляциоседиментационного цикла, в основании которого залегают ледниковые (моренные или, реже, флювиогляциальные) осадки. Морены представлены обычно двумя-тремя генетическими группами: основной или донной и краевой, которые четко выделяются на сейсмограммах своей грядообразной формой. Кроме этих двух генетических (фациальных) разновидностей описаны еще абляционные морены, представляющие продукт размыва двух основных генетических типов ледниковых отложений. В литологическом отношении это очень плотные миктиты с преобладанием алевритового материала, содержащие многочисленные и

незакономерно распределенные включения валунного и щебнисто-галечной размерности. В Баренцевом море описаны многочисленные сейсмодислокации на контакте ледниковых образований и коренных пород. В Белом море эти образования были вскрыты Е.Н. Невесским и сотрудниками ВСЕГЕИ. Для них характерны очень высокая плотность и конгломератовидные («кексоподобные») текстуры. На Финском заливе эти образования были подробно описаны по разрезам вскрытым во время строительства комплекса защитных сооружений. На Онежском озере, где бурение четвертичных отложений на всю мощность надледникового разреза было проведено в марте 2019 года, ледниковый комплекс представлен чередованием песчанистых глин с валунами, песков различной плотности и степени глинистости. Характерны многочисленные сейсмодислокации, характеризующие активное динамическое воздействие перемещающихся ледников на подстилающие осадки.

В развитии водных бассейнов по периферии Балтийского (Скандинавского) кристаллического щита, огромное значение играл так называемый ледниково-водный этап, когда эти бассейны (как озерные, так и морские) испытывали заметное, а часто определяющее, влияние на седиментогенез тающих ледников. Чаще всего, это отражалось в формировании слоисто-пульсационных осадков, примером которых являются широко представленные на Северо-Западе России ленточные глины (ритмиты). Среди них выделяются ледниково-морские и ледниково-озерные отложения. Они формируются на стадии стабильного стояния или деградации ледникового покрова. На открытых шельфах ледниково-морские образования залегают обычно непосредственно на морене, а во внутренних морских бассейнах между ними и мореной части присутствует горизонт ленточных глин, накапливающихся в приледниковых бассейнах. В обоих озерах ледниково-морские отложения отсутствуют, что является дополнительным фактором, указывающим на отсутствие морских вод в Ладожском и Онежском озерах. Таким образом, основными факторами, указывающими на влияние на процесс седиментации водно-ледникового этапа являются специфические слоистые текстуры и преобладание алевритового материала, образующегося при перетирании ледником подстилающих пород. Характерно, что описываемый этап осадконакопления начался практически во всех бассейнах одновременно (около 13-14 лет).

Чрезвычайно важным для всех описываемых бассейнов является раннеголоценовое время, с которым связан этап перестройки условий приледниковых (морских и озерных) бассейнов в морские и озерные, соответственно. С этим этапом связаны характерные литотипы осадков, проявления аутигенного сульфидного образования, скачкообразное повышение биогенных компонентов.

Климатический оптимум и трансгрессивное повышение уровня практически во всех указанных морях и озерах ознаменовало, что в результате эволюции седиментационных условий по периферии Балтийского кристаллического щита сформировались внутренние морские бассейны и крупные озера, сходные по гидродинамическим условиям осадконакопления, но относящиеся к различным (морскому и континентальному) типам литогенеза.

Доклад подготовлен при содействии гранта РНФ № 18-17-00176.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБНАЖЕНИИ НА Р. КОЖВА

Н.Н. Рябинкина, О.В. Валяева, А.Н. Плотицын, А.В. Журавлев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Рассматриваемый разрез фаменских отложений вскрывается в ядре антиклинальной складки Кожва–Каменной структуры Печоро-Кожвинского мегавала Тимано-Печорской провинции (ТПП) в обнажениях (KV1, KV2) в русле р. Кожва (рисунок) ниже Больших порогов и примерно в 30 км к западу от г. Печора (Республика Коми). С юго-запада антиклинальная структура ограничена древним Припечорским разломом, который оказал значительное влияние на формирование геофлюидалных систем зон нефтегазонакопления ТПП. В зоне Припечорского глубинного разлома за счет вертикальной миграции на Каменной и Войской близрасположенных структурах образовались месторождения битума.

Литологически отложения обнажений KV1 и KV2 характеризуются в различной степени перекристаллизованными (от микро- до мелкокристаллического) вторичными доломитами с тонким и мелким детритом (иногда до среднего). Текстура пород массивная или нечетливо волнистослойчатая, волнисто-линзовиднослойчатая. Редкие не доломитизированные участки представлены микритовыми био-литокластовыми и литокластовыми известняками. Размерность кластической части колеблется от тонкой до крупной. Битуминозность пород возрастает вверх по разрезу. В нижней части разреза битум развит по трещинам и выщелоченному детриту, в верхней – пропитывает всю породу, занимая мелкие поры и межкристаллическое пространство. Видимая мощность около 2 м.

Стратиграфическая датировка изученных нами карбонатных нефтенасыщенных отложений в обнажениях KV1 и KV2 (рисунок) сильно затруднена ввиду крайней немногочисленности палеонтологических остатков и индифферентности комплексов (редкие неизвлекаемые тонкораковинные остракоды, фрагменты раковин брахиопод и микробиально-водрослевые образования). По аналогии с верхней известняково-доломитовой пачкой сводовой части Каменной складки, исследованные комплексы отложений можно сопоставить с ыджид-каменной свитой, коррелируемой с верхней частью фаменского яруса [1].

По литологическому составу ыджид-каменная свита подразделяется на четыре толщи: Iik (известняковая), IIik (глинисто-карбонатная), IIIik (известняково-доломитовая) и IVik (доломитовая) [2-4]. Отложения, вскрытые в обнажениях KV1 и KV2, авторами условно сопоставляются с верхней доломитовой толщей IVik. Верхняя часть толщи IVik на дневную поверхность выходит также на левом берегу р. Ыджид-Каменка в 800 м выше моста и, аналогично обнажениям KV1 и KV2, не содержит каких-либо диагностируемых стратиграфически значимых палеонтологических остатков. Нижележащие отложения датированы по конодонтам среднефаменским подъярусом, а вышележащие – терминальным фаменом (обн. 121 на рисунке).

Содержание битумоида в породе колеблется от 0.014 (обр. kv 1-1) до 2.14% (обр. kv 2-4). Содержание асфальтенов составляет от 36.38 до 56.82%, смол – от 28.54 до 30.63%, на алифатическую и ароматическую фракцию приходится 7.01-14.58 и 7.64-18.28% соответственно.

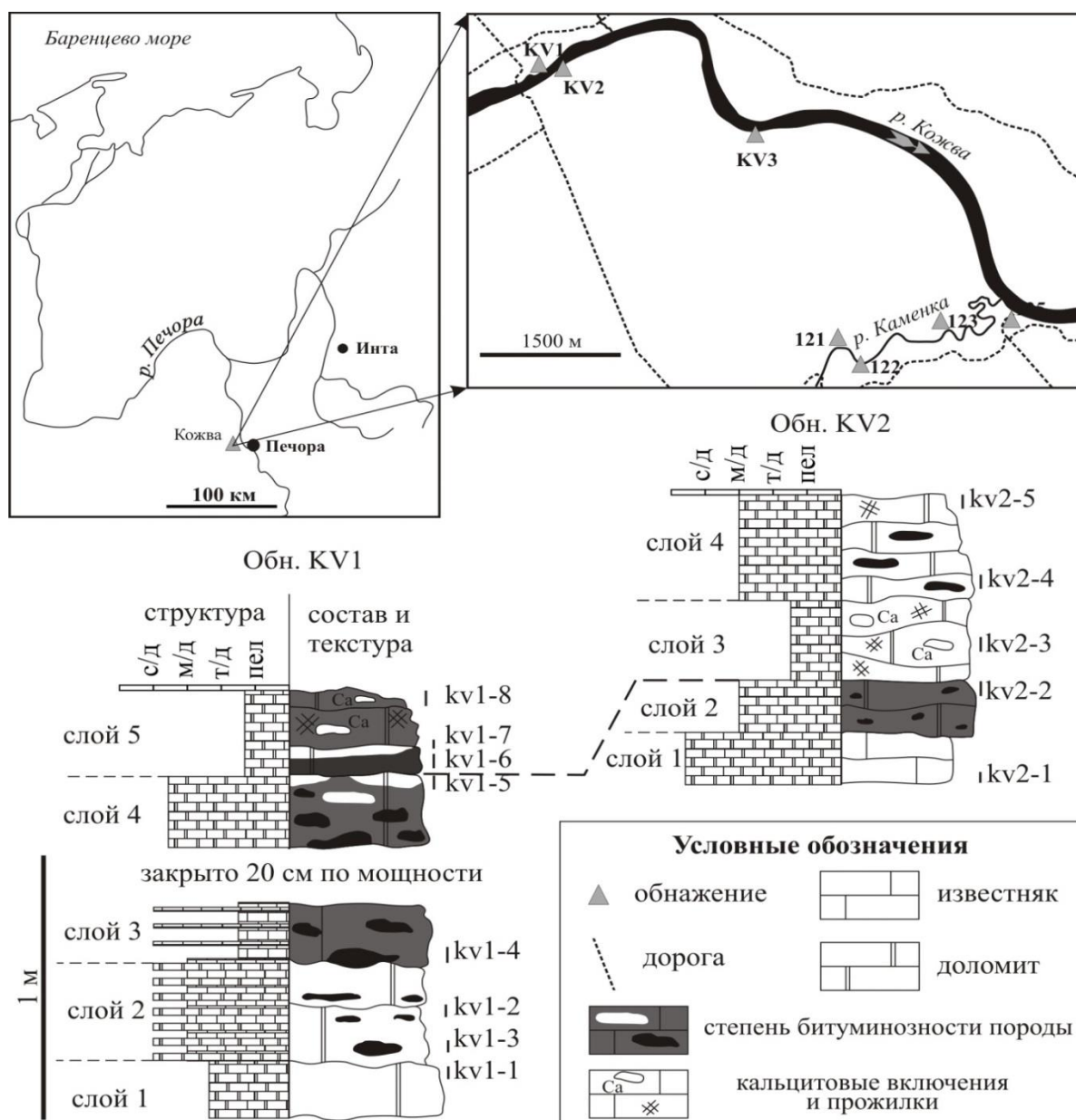


Рисунок. Местоположение изученных разрезов и литологические колонки обнажений KV1 и KV2

Анализ алифатической фракции битумоидов методом ГХ показал высокую степень их биodeградации, о чем свидетельствует полное отсутствие н-алканов и изопреноидов – соединений, разрушающихся в первую очередь в процессе биodeградации нефти. Данная картина характерна и для битумов Войского месторождения ТПП. Установить тип исходного органического вещества, а также условия его осадконакопления по результатам ГХ не представляется возможным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / Составитель П.П. Юхтанов. – Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. – 350 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Печорская. Лист Q-40-XXVII (Изъяю). Объяснительная записка. – М., 1999. – 118 с.
3. Кочетов С.В. Особенности строения верхнедевонского комплекса Кыртаельского месторождения (Тимано-Печорская провинция) / С.В. Кочетов // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2011. – № 12. – С. 19-22.
4. Кушнарeва Т.И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции / Т.И. Кушнарeва. – М.: Недра, 1977. – 135 с.

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-ДЕМЬЯНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Т.А. Рязанова, В.В. Марков

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

Авторами проведён комплексный анализ рассеянного органического вещества верхнеюрских пород пластов Ю₀ и Ю₁ Северо-Демьянской площади юго-западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Актуальной задачей авторов является изучение распределённого в породе рассеянного органического вещества (РОВ) с целью определения его возможностей к генерации углеводородов. В комплекс исследований включены методы: пиролитический, петрографический и электронно-микроскопический.

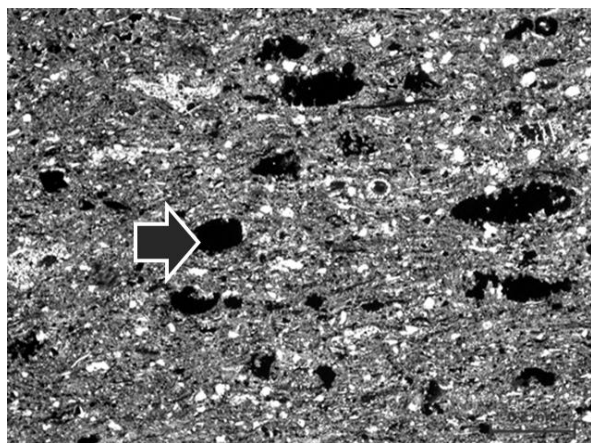
Верхнеюрские породы пластов Ю₀ (баженовская свита) и Ю₁ (абалакская свита) в изученной коллекции представлены различными литологическими типами: чаще всего кремнисто-глинистой карбонатизированной пиритизированной породой; глинисто-кремневой породой. Распределение РОВ в петрографических шлифах из образцов пород в проходящем свете проиллюстрировано на рисунке.

Методом растровой электронной микроскопии с увеличением в диапазоне от 1000 до 3000 изучено около 10% образцов коллекции. Практически повсеместно на снимках растрового электронного-микроскопа отмечается слоистая микротекстура породы пласта Ю₀, субпараллельно наслоению расположены линзочки битуминозного вещества размерностью от единиц до первых десятков микрон (5-30). Процесс пиритизации проявляется в виде образования аутигенных фрамбоидов размерностью 1-4 мкм и замещения органогенных фрагментов. В большинстве случаев кальцисферы, фораминиферы и радиолярии частично или полностью выполнены битуминозным веществом. Снимки растрового электронного-микроскопа иллюстрируют распределение в породе рассеянного органического вещества, его взаимодействие с обломочным каркасом пород. Создаётся уникальная возможность зафиксировать результат процесса первичной миграции углеводородов, образующихся в породе и застывающих в виде плёнок и линз.

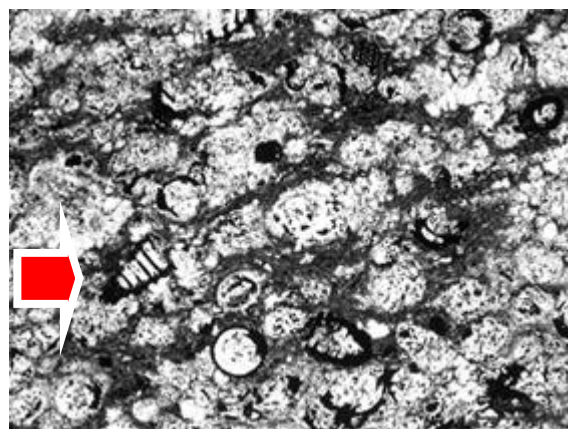
Пиролитический метод, позволяющий экспрессно изучить коллекцию (186 обр.) и подробно охарактеризовать рассеянное органическое вещество пород, выбран в качестве основного. Установлено, что рассеянное органическое вещество (РОВ) в породах пласта Ю₀ (баженовской свиты) в интервале 2802-2845 м содержится в количестве от 5 до 12% (в среднем ТОС = 9%).

В интервале 2845,46-2857 м абалакской свиты значения Сорг (ТОС) изменяются в пределах 0,56-0,78%; в интервале 2857-2860,7 м абалакской свиты (ТОС) содержится в количестве 3-5%. Повышенные значения ТОС характеризуют пропластки пород либо с присутствием водорослевого детрита; либо - микрофауны, выполненной частично или полностью битуминозным веществом. Значения T_{max}, изменяющиеся в диапазоне температур 436-442°C, свидетельствуют о преобразованности рассеянного органического вещества пород до уровня мезокатагенеза –МК₁².

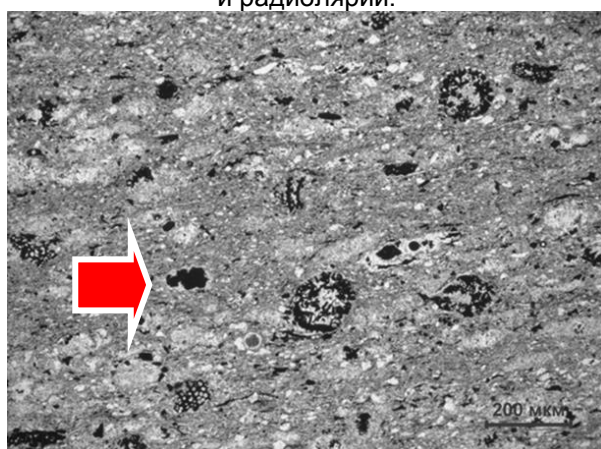
Установлено, что углеводороды сингенетичны вмещающим отложениям. Значения HI- водородного индекса изменяются в диапазоне 299-447 (в среднем 239) мгУВ/гСорг, что соответствует переходному II-III типу керогена, способного к генерации углеводородов и нефти, и газа.



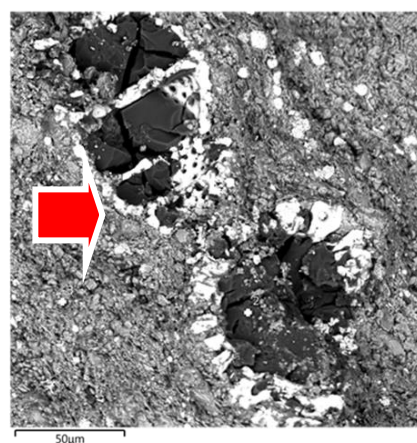
Увеличение 100х. Баженовская свита, глубина 2897,48 м. Глинисто-кремневая порода, пиритизированная, обогащенная битуминозным веществом, выполняющим раковины кальцисфер и радиоларий.



Увеличение 100х. Баженовская свита, глубина 2899,68 м. Апородиоларит доломитовый пиритизированный с битуминозным веществом в раковинках.



Увеличение 100х. Баженовская свита, глубина 2910,48 м. Глинисто-кремневая порода, пиритизированная, слабо карбонатизированная, обогащенная битуминозным веществом, выполняющим раковины фораминифер, радиоларий.



Снимок РЭМ. Увеличение 1500х. Баженовская свита, глубина 2903,2 м. Пиритизированные раковины радиоларий (размером до 50 мкм) частично заполнены битуминозным веществом. На битуминозном веществе отмечаются трещинки усыхания.

Рисунок. Рассеянное органическое вещество верхнеюрских пород

На основании пиролитических данных построены диаграммы, характеризующие тип рассеянного ОВ пород, его катагенетическую превращённость и генерационный потенциал. Точки образцов пласта Ю₀ распределились в области «хорошего» генерационного потенциала.

Органическое вещество баженовской и части абалакской свиты на изучаемом участке Северо-Демьянской площади по микрокомпонентному составу соответствует морскому генетическому типу и накапливалось в умеренно восстановительных условиях. Анализируя пиролитические параметры, сделан вывод о катагенетической преобразованности РОВ до газовой стадии углей (мезокатагенез МК₁²), что соответствует ранней зоне нефтеобразования. Таким образом, авторами получены новые актуальные результаты и охарактеризована возможность генерирования рассеянным органическим веществом верхнеюрских пород пластов Ю₀ и Ю₁ и газообразных, и нефтяных углеводородов.

АКТУАЛЬНОСТЬ И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

И.А. Сабиров, А.В. Постников

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

Породы кристаллического фундамента, подстилающего осадочный чехол, традиционно не рассматриваются в качестве перспективного объекта на поиски нефти и газа. Такой подход обоснован тем обстоятельством, что эти образования не обладают пористостью, способной вмещать углеводороды. Вместе с тем, накоплено большое количество материала свидетельствующего о возможности существования в верхней части фундамента зон развития коллекторов различного типа, для которых доказана возможность извлечения флюидов, включая углеводороды нефтяного ряда [1]. Коры выветривания фундамента – это комплекс горных пород, образующихся на поверхности Земли в результате изменения и преобразования пород кристаллического фундамента, то есть подвержены гипергенным процессам. Мощность, минеральный состав и строение наиболее распространенных кор выветривания зависит от палеоклиматических и палеогеографических условий, а также от состава пород, подвергающихся гипергенным преобразованиям [4].

По морфологии кор выветривания выделяются площадные и линейные типы. Площадные коры выветривания могут быть распространены на всей палеоповерхности и имеют небольшую мощность. Для территории Непско-Ботубинской антеклизы по скважинным данным установлено, что площадная кора выветривания достигает 5-6 метров, либо полностью размывается на приподнятых участках сводов. Линейные же коры выветривания контролируются тектоническим фактором и прослеживаются на глубину до нескольких десятков и даже сотен метров. Полная мощность линейных кор выветривания не установлена, так как скважины прекращают бурить на большие глубины, а по данным сейсморазведки границу измененного и неизмененного фундамента провести затруднительно. Но, очевидно, мощность линейной коры выветривания намного превышает мощность площадной [2].

По керновому материалу скважин, вскрывшим кору выветривания отмечается, что гипергенные процессы, формировавшие кору выветривания, способствовали созданию пустотного пространства. Приразломные трещины, усложняются в результате физического выветривания тем самым создавая еще более благоприятные условия для химических преобразований. Наблюдаются многочисленные поры выщелачивания, раскрытые трещины. Широко развитая система трещин обеспечивает связность пустот, что в целом положительно влияет на фильтрационно-емкостные свойства пород кор выветривания [3].

Учитывая, что мощность таких коллекторов может достигать нескольких десятков метров, то в старых нефтегазоносных провинциях линейную кору выветривания следует рассматривать в качестве отдельного поискового объекта и/или как единый гидродинамический резервуар с вышележащими осадочными горизонтами.

Накопленные материалы по различным нефтегазоносным провинциям России показывают, что области распространения линейных кор выветривания не только могут являться отдельными поисковыми объектами, но и контролировать осадконакопление вышележащих горизонтов. Непосредственно по разломным зонам, которые формируют собственно кору выветривания могут прослеживаться палеорусла рек, контролирующих литофациальную обстановку осадконакопления.

Выветрелые породы фундамента служат главным источником обломочного материала осадочного чехла. Помимо рассмотрения кор выветривания как потенциальный нефтегазоносный объект, они определяют минеральный состав обломочной части и глинистого цемента терригенных коллекторов.

В связи с этим резко возрастает роль методики выделения зон развития линейных кор выветривания.

Как уже говорилось, линейные коры выветривания контролируются унаследованными разломами и разрывными нарушениями. Методика прогноза проводящих разрывных нарушений предполагает, прежде всего, закартировать системы структуроформирующих флексурно-разрывных нарушений, контролировавших развитие палеогеоморфологической структуры территории, которая обеспечивала тесную связь тектоники, седиментации, развития вторичных процессов и формирования коллекторов различного типа. Методика основывается на комплексировании данных: космо- и топодешифрирования, литологических исследований, а также грави- и магниторазведки. По космическим изображениям, с привлечением данных грави-, магниторазведки дешифрируются планетарные системы линеаментов. Не вызывает сомнений, что столь крупные приповерхностные неоднородности должны в какой-то мере отражаться и в глубинном строении. Выделенные линеаменты могут служить основой для районирования территории по перспективам развития трещинных коллекторов во всем разрезе, начиная от фундамента, и заканчивая поверхностью. Также неоднородности на современном рельефе (линеаменты) могут интерпретироваться как погребенная линейная кора выветривания. На этом основании можно сделать предположение о связи наблюдаемых структур с глубокими уровнями, как осадочного чехла, так и фундамента. Такая методика позволяет прогнозировать разрывные нарушения на любых территориях суши, а с привлечением скважинных и сейсмических данных, уточнять их и детализировать.

В связи с освоением традиционных залежей открываются перспективы выявления залежей углеводородов в породах кор выветривания, что становится весьма актуальной задачей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горюнов Е.Ю. Перспективы нефтегазоносности фундамента Жигулевского вала / Е.Ю. Горюнов, П.А. Игнатов, В.А. Трофимов, И.А. Сабиров // Геология нефти и газа. – 2017. – № 2. – С. 52-59.
2. Журавлев Е.Г. Кора выветривания фундамента и ее влияние на формирование нефтегазоносных горизонтов Западной Сибири / Е.Г. Журавлев, Т.А. Лапинская. – М.: Недра, 1976. – 173 с.
3. Постников А.В. К вопросу о роли эндогенного фактора в формировании и распределении нефтегазоносности осадочных бассейнов (на примере Татарстана) / А.В. Постников, Р.Х. Муслимов, И.Н. Плотникова // Георесурсы. – 2005. – № 1(16). – С. 37-39.
4. Постников А.В. Коры выветривания фундамента Непско-Ботуобинской антиклизы как перспективный поисковый объект на нефть и газ / А.В. Постников, О.В. Постникова, И.А. Сабиров, Ю.В. Ростовцева // Труды РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина. – 2018. – № 3. – С. 50-59.

ПОТОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ИЗУЧЕНИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНЕ ЧИМГАНСЯЯ УЗБЕКИСТАНА

Н.И. Сабитова¹, Р. Каламетдинов², Н.Р. Таджибаева¹

¹Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

²Институт ГИДРОИНГЕО, Ташкент, Узбекистан

Изучение и наблюдение за оползновыми процессами в Узбекистане с 1958 г. осуществлялся оползневой службой, которая в 1994 г. преобразована в Государственную службу слежения за опасными геологическими процессами. Данная служба и сотрудники лаборатории инженерной геодинамики ГП Института ГИДРОИНГЕО изучили многие факторы определяющие формирование, а также тенденцию развития оползневых процессов. Особо было уделено внимание методам изучения и оценке, контролю и оповещения оползневых рисков [1-3].

Исследуемая территория долина Чимганская относится к зоне Южного побережья Чарвакского водохранилища Узбекистана. Рельеф долины – в верховьях низкорослый, сильно расчлененный, со склонами высотой 1500-1800 м, крутизной в верхних частях 50-800 м, в нижней долинной части 10-200 м. В низовьях рельеф ступенчатый террасированный. Высота склонов на правом борту 400-600 м, на левом – 200-400 м, крутизна на террасах 5-100 м, на уступах 20-400 м.

Картирование оползней на изучаемой территории выполнялось с использованием материалов специализированной инженерно-геологической съемки и дополнялось материалами дешифрирования аэрофотоснимков. Результаты аэрофотоснимков использовались для качественного опознавания и оконтуривания оползней на карте пластики рельефа и получения количественных сведений для сравнительной оценки интенсивности их развития на различных участках.

Для достижения поставленной цели на аэрофотоснимках все оползни были отдешифрированы контурами, которые в зависимости от размеров переносились в масштабе на карту пластики рельефа. В результате смогли установить границы оползней и площади их дальнейшего проявления.

В совокупности методов картографирования оползней используют полевое геоморфологическое картографирование, визуальное дешифрирование аэрофотоснимков и интерпретация оптических изображений, а также GPS для съемки и ГИС технологии [3, 4]. Кроме указанных картографических методов существуют множества приемов анализа и обработки карт, направленных на получении информации, такие как – визуальный анализ, заключающийся в непосредственном зрительном исследовании по картам пространственного размещения оползней; графические приемы анализа оползней – построение по картам профилей и разрезов, блок-диаграмм, различного рода графиков и диаграмм; картометрические работы, заключающиеся в определении по картам координат, расстояний, длин, высот, площадей, объемов, углов оползней; получение количественных характеристик объектов, изображенных на карте, выполнение математико-статистического анализа и математического моделирования.

Базовой основой наших разработок в изучении оползневых процессов является системный подход. На начальном этапе исследований данный подход включает применение методического приема предварительной подготовки горизонталей топографической основы методом пластики рельефа. Составленная данным методом карта используется как для полевого картографирования пространственного расположения оползня, так и последующего анализа структуры и динамики движения оползня.

Изучение по картам структуры оползня и его движение (площадь, форму) – это выявление и анализ некоторого множества факторов, определяющие расположения оползня в пространстве и его связь с литологическим потоком.

Современные картографические методы позволяют исследование пространственного размещения оползня, способны проникать в механизм функционирования процесса во времени и пространстве.

Применение карты пластики рельефа позволяет применить системно-структурный подход [5] к исследованию оползневых процессов, в частности, в установлении площади, контура и траектории движения тела оползня. Метод пластики рельефа использует материалы дистанционной аэрокосмической съёмки.

Современные методы фотографической и фотозлектронной регистрации отражённого и собственного электромагнитного излучения объектов в разных диапазонах позволяют корректировать движение оползневых потоков. Основным критерием в выявлении формы и траектории движения оползня являются литодинамические потоки.

Потоковые структуры на карте пластики рельефа являются естественной элементарной пространственно-временной структурой любых по возрасту поверхностей земной коры, в том числе и погребённых, лежащих на глубине.

Потоки образуют системы, то есть формализованные литодинамические потоковые системы земной поверхности в районе исследования, которая имеет древовидную форму, напоминающую геометрические фракталы.

Литодинамические потоки позволили нам установить границы оползневого потока в долине Чимгансая. Составленная карта пластика рельефа позволило определить границы, в пределах которых под воздействием техногенных факторов возможна активизация оползневых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ниязов Р.А. Региональная оценка оползневого риска Узбекистана / Р.А. Ниязов, В.Д. Минченко // Материалы Всеросс. конф. «Риск-2003. Оценка и управление природными рисками». – М., 2003. – Т. 2. – С. 369-373.
2. Ниязов Р.А. Оползни, вызванные землетрясениями в Узбекистане / Р.А. Ниязов, Б.С. Нуртаев // Геология и минеральные ресурсы. – 2004. – № 6. – С. 31-39.
3. Ниязов Р.А. Оползни Узбекистана (тенденции развития на рубеже XXI века) / Р.А. Ниязов. – Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2009. – 208 с.
4. Постоев Г.П. Предельное состояние и деформации грунтов в массиве (оползни, карстовые провалы, осадки грунтовых оснований) / Г.П. Постоев. – М.: Нестор-История, 2013. – 100 с.
5. Степанов И.Н. Теория пластики рельефа и новые тематические карты / И.Н. Степанов. – М.: Наука, 2006. – 230 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

Г.В. Савельев¹, А.Г. Коннов¹, А.К. Худолей²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Нижнепермские терригенные отложения завершают разрез уральского комплекса как на Полярном Урале, так и на Пай-Хое. В пределах рассматриваемой территории вместе с батиальной ассоциацией верхнего девона-карбона они слагают Западно-Осовейскую пластину Байдарацкого аллохтона, а также выполняют Карскую впадину (синклиний), расположенную в тыловой части Пайхойского аллохтона, где согласно залегают на каменноугольных батиальных отложениях [3, 5, 6].

Рассматриваемые отложения в пределах Карской впадины Пай-Хоя представляют собой турбидиты, разделяемые по литологическим признакам на пэтаркинскую свиту (сакмарский ярус), тарханскую толщу (артинский ярус) и сатосинскую толщу (артинский – кунгурский ярусы). Они сформированы в условиях остаточного флишевого трога, возникшего на месте пассивной окраины Восточно-Европейского континента [2]. Нижнепермские отложения Полярного Урала традиционно объединяются в кечпельскую свиту [1] (ассельский – кунгурский ярусы), представляющую собой турбидиты, также сформировавшиеся в условиях остаточного флишевого трога [5, 6].

Песчаники тарханской и сатосинской толщ преимущественно тонко-мелко- и средне-мелкозернистые с алевритовой примесью до 30%, встречается грубозернистая примесь. Состав обломочной части отвечает петрокластическим и полимиктовым разновидностям кварцевых и полевошпатовых граувакк [по 4]. Обломки пород слагают от 35 до 60%, чаще порядка 50% обломочной части, полевые шпаты – от 15 до 45%, обычно 25%, содержание кварца не превышает 25%. Среди обломков пород в примерно равных соотношениях встречаются зерна силицитов и магматических пород, представленных эффузивными породами среднего-основного, реже кислого состава.

Цемент чаще всего глинистый, по большей части хлоритизирован и слагает 5-10%, редко 15% породы. В некоторых случаях цемент частично или целиком слюдястый. По распределению в породе цемент контурный, зерна плотно прижаты друг к другу, образуют жесткий каркас породы. Окатанность практически всегда отсутствует.

Отсутствие сортировки и окатанности обломочного материала указывает на незрелость песчаников тарханской толщи, что позволяет по петрографическому составу граувакк, а также по составу обломков магматических пород, предположить их формирование в островодужной обстановке [4]. Результаты исследования методом Гацци-Дикинсона также указывают на схожесть песчаников тарханской толщи с песчаными породами, сформированными в островодужной обстановке [7].

Геохимический состав песчаников тарханской толщи характерен для незрелых песчаников, сформированных на активной континентальной окраине, на что указывает тренд расположения точек состава на диаграмме Th/Sc – Zr/Sc. По высоким значениям Cr/V и Co/Th и высоким значениям Y/Ni, La/Sc, а также по характеру распределения лантаноидов песчаники тарханской тощи схожи с песчаниками, образующимися при разрушении островодужных пород и пород

офиолитовой ассоциации. На наличие таких пород в петрофонде указывает также минералогический состав тяжелой фракции: лейкоксен, хромит, магнетит.

С учетом распределения возрастов обломочных цирконов, в котором преобладают зерна силурийско-пермского возраста, возможно предположить влияние островодужных образований позднего ордовика – ранней перми, а также образований офиолитовой ассоциации, предположительно этого же возраста.

Песчаники кечпельской свиты мелко-тонко- и тонко-мелкозернистые с алевроитовой примесью от 5 до 30%, чаще порядка 20%; также до 5% обломочной части составляет среднезернистая составляющая. Состав обломочной части отвечает кремневым разновидностям кварцевых и полевошпатовых граувакк [по 4]. Кварц и полевые шпаты встречаются в равных количествах и вместе слагают от 35 до 50% обломочной части. Породы сложены в большой степени обломками силицитов (от 40 до 50%). Зерна магматических пород единичны, редко слагают до 3-5%, характеризуются структурами основных пород. Низкое содержание обломков магматических пород является главным отличием песчаников кечпельской свиты от песчаников тарханской и сатосинской толщ.

Межзерновое пространство выполнено практически всегда непрозрачным рудным или глинистым веществом, часто также серицитовым. Содержание цемента редко достигает 5%, зерна плотно прижаты друг к другу, обладают инкорпорационной структурой. Практически повсеместно наблюдается ориентированное расположение зерен, часто сонаправленное их удлинению, однако возможно предположить слабую окатанность зерен.

Геохимический состав песчаников кечпельской свиты также, как и песчаников тарханской и сатосинской толщ, характерен для незрелых песчаников, но отличается по характеристикам, отражающим состав петрофонда. По низким значениям Cr/V и Co/Th и высоким значениям Y/Ni, La/Sc, а также по характеру распределения лантаноидов песчаники кечпельской свиты схожи с песчаниками, образующимися за счет размыва кислых пород и пород древней континентальной коры.

С учетом распределения возрастов обломочных цирконов, в котором помимо зерен силурийско-пермского возраста также значительную часть составляют позднерифейско-кембрийские зерна, для пород кечпельской свиты устанавливается влияние позднеордовикско-нижнепермской островодужной ассоциации наряду с влиянием тиманид и рифтовых образований основания уралид.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войновский-Кригер К.Г. Кечь-пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала / К.Г. Войновский-Кригер // Матер. II геологич. конфер. коми АССР. – Сыктывкар, 1947. – С. 98–108.
2. Зархидзе Д.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара) / Д.В. Зархидзе, П.П. Пискун, А.С. Красножен и др. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017.
3. Коннов А.Г. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа R-41-XXX (Усть-Карская площадь)» / А.Г. Коннов. – ВСЕГЕИ, 2016.
4. Шванов В.Н. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.
5. Шишкин М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41. Амдерма / М.А. Шишкин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 383 с.
6. Шишкин М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42. П-ов Ямал / М.А. Шишкин и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 366 с.
7. Dickinson W.R. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones / W.R. Dickinson // Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148. - D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1985. – P. 333–363.

НОВАЯ ПРОВИНЦИЯ ВТОРИЧНЫХ КАОЛИНОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ РОССИИ

А.Д. Савко, А.В. Крайнов, А.В. Милаш, С.В. Мануковский

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Каолин является важным минеральным сырьём, так как широко применяется в производстве керамики, огнеупоров, стройматериалов, резины, бумаги, красок полимеров и многих других материалов и изделий. В Европейской части страны используется импортный каолин из Украины. В связи с политикой государства, направленной на импорт замещение, пополнение отечественной базы этого минерального сырья представляется крайне важным.

Основным минералом керамического сырья является каолинит, образующийся в корях выветривания и отложениях, сформированных за счет их размыва. В этом плане большой интерес представляет мамонская песчано-каолиновая толща (ПКТ) верхнего девона на юге Воронежской антеклизы (ВА), вмещающей вторичные каолины и различные по гранулярному составу кварцевые пески, в том числе содержащие каолинит. Породы ПКТ являются комплексным сырьем, так как методом гидроклассификации можно получать не только каолин, но и пески различного назначения, в т.ч. стекольных, дефицитных в ЦЧР. Из глинистых песков и алевроитов можно получать обогащенный каолин. Возраст мамонской толщи – $D_3f_3-fm_3$. Она образовалась за счет размыва вещества КВ кварц-каолинового состава на различных породах кристаллического основания фундамента, в меньшей степени, осадочных отложений живета и франа [1-3]. Её отложения слагают крупную эрозионно-тектоническую депрессию, в начале франского века заложенную на юге Воронежской антеклизы. В фамене подъем территории ВА привел к формированию поверхности выравнивания. Морской бассейн сохранился только в северной части антеклизы, в то время как южная и центральная ее части представляли континент. ПКТ, сложенная делювиально-пролювиально-аллювиальными и лагунно-озерными образованиями шириной до 100 км, тянется с З-СЗ на В-ЮВ от Нового Оскола до линии Мигулинская – Новохоперск. Восточнее континентальные фации сменяются лагунными, далее морскими. Лагунные фации, близки по составу к озерным, но отличаются от них мелкозернистостью, лучшей сортировкой, наличием тонко отмученных глин и горизонтальной слоистостью. В морских разрезах появляются известняки, их количество нарастает к востоку и северу, а пески и алевроиты выклиниваются и в терригенной части начинают преобладать глины.

Кровля ПКТ обычно залегает на глубинах от первых метров в современных речных долинах до 200 м на водоразделах, её мощности от первых до 200 м. Отложения толщи отличаются по составу, соотношению слагающих их пород, площадям распространения, мощностям, глубинам залегания, фациальным особенностям, перспективам открытия в ней месторождений каолинов.

Делювиально-пролювиальные образования сложены разномасштабными песчаниками или их переслаиванием с песками. Породы плохо сортированы, от мелко- до грубозернистых, содержат глинистую примесь и включения галек кварца. В ряде случаев наблюдается своеобразная градационная слоистость, выражающаяся в последовательной смене (снизу вверх) грубозернистых слоев, затем – средне-мелкозернистых, а сверху – глинистых. Такое распределение обломочного материала обусловлено его осаждением (по закону Стокса) в конусах выноса мощных временных потоков. Многократность таких процессов привела к ритмично-циклическому строению мамонской толщи на обширных площадях, где преобладали делювиальные и, в основном, пролювиальные условия

осадконакопления. Сложение самих циклов очень разнообразное. В их основании могут залегать и гравий, и грубо-, крупно-, и среднезернистые пески. В средней части циклов отмечаются пески, а в кровле – алевриты и глины.

В русловых аллювиальных фациях накапливались пески, затем сцементированные иногда до песчаников, серые, кварцевые, крупно- и грубозернистые, косослоистые (с углом наклона слоёв 15–30°) и линзовидно слоистые. Часто в песчаниках отмечается неясная горизонтальная слоистость. Породы почти не содержат пелитовых фракций. Количество гравия, наоборот, повышено: пески гравийные, прослоями переходящие в гравелиты, в них встречаются хорошо и угловато окатанные гальки кварца.

В озерных и лагунных фациях глины каолиновые, среди них преобладают разности от светло-серого до серого цветов. Они алевритистые, запесоченные, с тонкими (1–2 мм) прослойками песков мелкозернистых кварцевых. В породе встречаются углефицированные автохтонные растительные остатки, иногда пиритизированные. Глины нередко жирные на ощупь, с раковистым изломом, реже – с тонкоплитчатой (2–4 мм) отдельностью, с присыпками светло-серого песка по плоскостям напластования. В плане глинистые отложения развиты на относительно больших участках, близких к изометричной форме.

Наиболее благоприятна для поисков месторождений каолинов центральная часть площади распространения толщи, осложненная Павловским поднятием на её северо-западе. В ней особенностями ПКТ являются: 1 – её мощности до 80–100 м; 2 – увеличение количества и мощности каолиновых слоёв; 3 – широкое развитие каолинистых песков; 4 – неглубокое залегание в долинах рек. Здесь эпейрогенез Павловского поднятия в девонское и постдевонское время привел к тому, что залегающая на его юго-восточном и восточном склонах мамонская толща оказалась приподнятой и перекрывающие ее образования верхнего девона в меловой период были размыты. Неотектонические поднятия процесс размыва усилили еще больше. Меловые отложения были прорезаны руслами рек, и кровля ПКТ в долинах Дона и его притоков оказалась перекрыта только четвертичными аллювиальными образованиями. Именно здесь нами выделены перспективные участки (площади) [1]. На них каолины и каолиновые пески составляют до 50% разреза, а мощность вскрыши не более 20 м. Наиболее продуктивной является неглубоко залегающая верхняя часть ПКТ, представленная континентальным комплексом пролювиально-делювиальных, аллювиальных и озерно-болотных образований, где отмечаются относительно мощные пласты глин и каолинистых песков. Позднее в пределах одного участка было разведано месторождение Козынка [4]. Это подтверждает возможности открытия новых месторождений вторичных каолинов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы / А.Д. Савко // Труды науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – Воронеж, 2002. – Вып. 12. – 165 с.
2. Савко А.Д. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.И. Мизин и др. // Труды науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – Воронеж, 2001. – Вып. 3. – 201 с.
3. Савко А.Д. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, Л.Т. Шевырев // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – Воронеж, 2008. – Вып. 53. – 112 с.
4. Савко А.Д. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козынка / А.Д. Савко, С.В. Мануковский, А.В. Крайнов, Н.А. Корабельников, А.В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2018. – № 2. – С. 20-28.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП. ОПЫТ ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Приводимые результаты получены при продолжении исследований эволюции гипергенного минерагенеза [2-5] времени средний карбон - ранний триас длительностью около 80 млн. лет, когда образовался суперконтинент Пангея. На его обширной территории в разных климатических условиях сформировались многие месторождения полезных ископаемых, в том числе выдающихся по масштабам [1]. Для указанного времени выделены 8 историко-минерагенических провинций (ИМП), каждая из которых имеет свою специфику.

Европейская ИМП включает крупные месторождения углей паралического типа (C_2 - C_3) в предгорных прогибах Северной Европы («угольный канал»), а также в Донецком бассейне. Основные солеродные бассейны Верхнекамский, Северо-Германский, Прикаспийский. Мощные пласты силвина и карналлита известны в Северо-Артемовской группе месторождений Донбасса. На Южном острове архипелага Новая Земля открыт крупный Рогачевско-Тайнинский марганцево-фосфатноносный район с ресурсами Mn 3 млрд т. Обширные площади Германии и Польши занимают медистые песчаники (P_2). Крупнейшее месторождение - Мансфельд, ФРГ в горах Гарца. Его рудное поле бizonально: в центре залежи Cu, по периферии – полиметаллов. Битуминозные сланцы низов цехштейна, содержат повышенные концентрации Ag, Ni, Co, Mo, V, МПГ.

Сибирская ИМП. Характеризуется многими месторождениями лимнических углей нижнепермского возраста (Кузнецкий, Тунгусский, Минусинский и другие бассейны). Крупнейшие мирового уровня запасы REE месторождения Томптор связаны с образованиями коры выветривания по щелочным породам массива. В Якутии имеются россыпи Au и алмазов. В породах верхоянского комплекса Яно-Колымской области развиты горизонты чёрных сланцев с золотом и полиметаллами (месторождения Урасалах и др.).

Казахстанская ИМП. В C_2 - P_1 сформировались основные меднорудные залежи Центрального Казахстана. Масштабами запасов выделяется Джекказганский рудный район. Cu-Pb-Zn оруденение джекказганского типа распространено на площади Джекказган-Сарысуйской мульды в песчаниках и конгломератах. Верхнепермские осадочные марганцевые руды представлены месторождением Улу-Теляк. В Восточно-Казахстанской области доказана золотоносность Бюкуйских конгломератов PZ. Содержания золота составляют от следов до 89 г/т. Основные месторождения Северного Джекказгана (Итауз, Сары Оба, Карашошак, Кипшакпай) имеют общую черту: их самые богатые залежи находятся в пределах замыкания Джиландинской антиклинали. В залежах Сев. Джекказгана присутствуют минералы кобальта. В пределах ИМП расположен крупный Карагандинский угленосный бассейн (до 30 пластов угля).

Восточнокитайско-Японская ИМП. На Японских островах месторождения Mn связано с палеозойскими (C-P) формациями бассейна Татибу и ассоциируют с глубоководными кремнистыми толщами. Осадочные руды Mn распространены в породах карбона Гуанси-Чжуанского автономного района. В северных, южных и центральных провинциях Китая известны бокситы карбона. В отложениях перми и триаса первично осадочные аккумуляции меди обнаружены в рудных районах:

Вэйнин, пров. Гуйчжоу (месторождения Дэчжо, Сяньшань, Лаошань); Миличан, ЮЗ Китая; Тунгчан.

Австралийская ИМП. Крупные месторождения каменного угля расположены в Южной Австралии, Новом Ю. Уэллсе (бассейн Сиднея), Квинсленде (Брисбен). В пределах краевого прогиба Сидней-Боуэн выделена меденосная зона среди красноцветов группы Наррабин (T_1), представленной аргиллитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами.

Африканская ИМП. В Марокко в породах перми и триаса локализованы гидротермально-осадочные жильные и стратифицированные аккумуляции месторождений Мп Аули, Акебаб. На северо-западе в горах Высокого Атласа, Марокко, известны пермо-триасовые крупные месторождения Си. В районе Ангомер содержания $Si_{13-30\%}$ обнаружены в лютитах. Отложения гондванской серии содержат многие крупные месторождения лимнических углей.

Перилаврентийская ИМП. Запасы микрозернистых руд формации Фосфориа в Скалистых горах определены в 1,5 млрд т P_2O_5 . На Мидконтиненте развиты полиметаллические месторождения типа «Долины реки Миссисипи» (MVT). Минерализация эпигенетическая. На объектах Вибурнум Тренд она выражена в пластообразных залежах мощностью 5-10 м с рудами замещения массивными и вкрапленными, выполнения трещин. В штатах Техас, Оклахома, Канзас среди красноцветов верхней перми открыты шесть месторождений меди и более ста проявлений. Крупные месторождения каменных углей имеется в Аппалачах. В среднекаменноугольных «огнеупорных глинах мерсер» штата Пенсильвания. Диаспоровые и бёмитовые глины (C_2) открыты в Миссури.

Южноамериканская ИМП известна аккумуляциями калийных солей в Амазонской впадине. Здесь уже открыты два объекта мирового класса, калийные соли которых находятся на глубинах 950-1050 м. На месторождении Фазендинья резервы определены в 520 млн т (KCl – 28.8%), Арари – 659 млн т (7.7% KCl). Пласты сильвинита в обоих случаях примерно 2,7 м по мощности.

Таким образом, специфика экзогенных месторождений этапа определена большими пространствами суши с обильной растительностью в гумидных условиях (угли), наличием обширных аридных климатических зон в пермское время (эвапориты), пересеченного рельефа типа долины Миссисипи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинчук Н.Н. Историческая минерагения: в 3 томах / Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев. – Воронеж: Воронежск. ун-т, 2005. – 281 с. – Т. 1. Введение в историческую минерагению; Воронеж: Воронежск. ун-т, 2007. 570 с. – Т. 2. Историческая минерагения древних платформ; Воронеж: Воронежск. ун-т, 2008. 624 с. – Т. 3. Историческая минерагения подвижных поясов.
2. Савко А.Д. Историко-минерагенические этапы эволюции экзогенного рудообразования в истории Земли / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев / Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: мат. 5-го Всероссийского совещания (Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). – Екатеринбург, 2008. – Т. 2. – С. 231-233.
3. Савко А.Д. Эволюция экзогенного минерагенеза в докембрии / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев // Концепт. проблемы литологических исследований в России: мат. 6-го Всероссийского литологического совещания (Казань, 26-30 сентября 2011 г.). – Казань: Казан. ун-т, 2011. – Т. 2. – С. 191-195.
4. Савко А.Д. Эволюция гипергенного минерагенеза в каледонский этап. Опыт историко-минерагенического анализа / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев // Мат. 7-го Всеросс. литолог. совещ. (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). – Новосибирск, 2013. – Т. 3. – С. 54-59.
5. Савко А.Д. Эволюция гипергенного минерагенеза в раннегерцинский этап. Опыт историко-минерагенического анализа / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: мат. 8-го Всероссийского литолог. совещ. (Москва, 27-30 октября 2015 г.). – М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2015. – Т. 1. – С. 296-299.

НЕОАРХЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ – ВЕРОЯТНЫЙ АНАЛОГ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ ВААЛБАРА

К.А. Савко¹, А.Б. Кузнецов², М.Ю. Овчинникова¹

¹Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Недавний анализ последовательности геологических событий в Курском блоке Восточной Сарматии позволил сделать обоснованное предположение, что в интервале 2,8–2,2 млрд. лет она являлась частью суперконтинента Ваалбара [1]. Для подтверждения (или опровержения) этой гипотезы была предпринята попытка корреляции неоархейских карбонатных отложений трех кратонов по положению в разрезах, геохимическим характеристикам и условиям образования.

Наблюдается явное сходство осадочных разрезов кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточной Сарматии в период 2,6–2,4 млрд. лет. Осадочные толщи несогласно залегают на неоархейских метабазах (Вентерсдорп, Фортескью, михайловская серия), их разрезы начинаются с небольших по мощности терригенных отложений, на которые затем ложатся карбонатные породы (Кэмпбеллрэнд-Малмани, Уиттенум-Каравайн, игнатеевская свита). Исключением является ЖКФ Марра-Мамба в кратоне Пилбара. Далее вверх по разрезу карбонатные платформы перекрываются терригенными породами часто кремнистыми и углеродистыми (Клейн Нот, Би Джордж, Маунт Макрей, стойленская свита). И, наконец, во всех кратонах на них согласно залегают мощные толщи хемогенных железистых кварцитов (формации Куруман, Пенж, Брокман и коробковская свита).

Сравнение геохимических характеристик доломитов игнатеевской свиты с карбонатными породами кратонов Каапвааль и Пилбара затруднено тем, что толщи Восточной Сарматии подверглись метаморфизму и интенсивной складчатости с возрастом 2,07 млрд. лет [2]. Карбонаты Кэмпбеллрэнд-Малмани также испытали термальное влияние при внедрении Бушвельдского магматического комплекса, однако, особенности структуры доломитов хорошо сохранились, что позволяет их разделить на литофации, а также выделение строматолитовых разностей. Карбонатные породы всех трех кратонов подверглись диагенетическим изменениям (окремнению и доломитизации), практически не содержат терригенных примесей и характеризуются низкими концентрациями Sr [3, 4]. Его средние содержания составляют в доломитах Уиттенум 18 ppm, Каравайн 24 ppm, Малмани 27 ppm, в игнатеевской свите 31 ppm. Все доломиты карбонатных платформ обогащены железом и марганцем.

В доломитах Кэмпбеллрэнд-Малмани, также как и в карбонатах игнатеевской свиты, установлено распределение РЗЭ, характерное для неоархейских океанов: низкие общие концентрации, плоские профили на спайдер-диаграммах, положительные аномалии La_{Sn} , отсутствие цериевой аномалии и повышенные относительно хондритового величин отношения Y/No [4]. В ряде образцов могут отмечаться положительные Eu аномалии.

Значение $\delta^{13}C$ в доломитах игнатеевской свиты и формации Уиттенум попадают в интервал +0.3 – +0.9 ‰. Величины $\delta^{13}C$ для карбонатных пород формаций Каравайн (-0.3 – +0.5 ‰) и Малмани (-1.4 – + 0.35 ‰ PDB) хотя и перекрываются с ними, но все же ниже вплоть до отрицательных значений [4]. Величины $\delta^{18}O$ игнатеевской свиты и формации Уиттенум почти совпадают и в интервале (-13 – (-7.6) ‰ PDB). Близки к ним значения $\delta^{18}O$ в карбонатах формаций

Каравайн (-10.4 – (-4.8 ‰)) и Малмани (-9.7 – (-5.9 ‰)). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах игнатеевской свиты (0.7101–0.7195) выше, чем в Уиттенум (0.7067–0.7143) и Каравайн (0.7036–0.7151) и близки к Малмани (0.7093–0.7251) [5].

Таким образом, учитывая сходное положение карбонатных пород трех кратонов в разрезах и близкие геохимические характеристики, можно полагать, что они образовались в пределах единого обширного периодически мелеющего океанического бассейна. Большинство доломитов Кэмпбеллрэнд-Мэлмени имеют раннедиагенетическое происхождение, и образовались в результате доломитизации известняков [3]. Неизмененные известняки сохранились на краю карбонатной платформы в подгруппе Кэмпбеллрэнд, где циркуляция воды была лучше. Во внутренних областях, где отлагались породы подгруппы Малмани, циркуляция воды была хуже, а обмен с открытыми морскими водами менее эффективным, что привело к накоплению обогащенных Mg рассолов и доломитизация пород. Именно в этой внутренней области карбонатной платформы окремнение карбонатов было наиболее обширным. Все карбонатные породы Малмани были полностью доломитизированы и частично окремнены [4]. Так же как и в игнатеевской свите присутствуют извешково-силикатные породы (интенсивно окремненные доломиты) с содержаниями SiO_2 3,35–86,76 мас.%, Al_2O_3 со значениями до 0,52 мас.% [4]. Таким образом, доломиты игнатеевской свиты наиболее близки по геохимическим характеристикам к доломитам платформы Кэмпбеллрэнд-Малмани, а именно к наиболее близкой к береговой линии ее части. Вероятно, доломиты игнатеевской свиты и отчасти формации Кэмпбеллрэнд-Малмани формировались в наиболее изолированной части бассейна, что способствовало их полной доломитизации. Доломиты Уиттенум-Каравайн, по-видимому, тяготели к периферийной области бассейна с лучшей циркуляцией воды, в результате чего происходила частичная доломитизация, и сохранились исходные строматолитовые известняки.

Несомненное сходство осадочных разрезов кратонов Каапвааль, Пилбара и Восточной Сарматии в период 2.6–2.4 млрд. лет, близкие геохимические и изотопно-геохимические характеристики доломитов карбонатных платформ, раннедиагенетических процессов доломитизации и окремнения предоставляют нам еще один аргумент в пользу их общей истории в составе единого суперконтинента Ваалбара.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савко К.А. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя / К.А. Савко, А.В. Самсонов, В.М. Холин, Н.С. Базиков // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2017. – Т. 25. – № 2. – С. 3–26.
2. Savko K.A. The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia / K.A. Savko, A.V. Samsonov, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikova, E.H. Korish, A.N. Larionov, I.V. Anisimova, N.S. Bazikov // Precambrian Res. – 2018. – V. 311. – P. 1–23.
3. Beukes N.J. Facies Relations, Depositional-Environments and Diagenesis in a Major Early Proterozoic Stromatolitic Carbonate Platform to Basinal Sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, Southern-Africa / N.J. Beukes // Sediment Geol. – 1987. – V. 54. – P. 1–46.
4. Eroglu S. Depth-dependent $\delta^{13}\text{C}$ trends in platform and slope settings of the Campbellrand-Malmani carbonate platform and possible implications for Early Earth oxygenation / S. Eroglu, M.A. van Zuilen, H. Taubald, K. Drost, M. Will, E.D. Swanner, N.J. Beukes, R. Schoenberg // Precambrian Res. – 2017. – V. 302. – P. 122–139.
5. Shields G. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1 / G. Shields, J. Veizer // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. – 2002. – V. 3. – No 6. – 10.1029/2001GC000266.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕСЧАНОЙ ПАЧКИ ШЕШМИНСКОГО ГОРИЗОНТА УФИМСКОГО ЯРУСА НА ОСНОВЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Р.Н. Сагиров, Ту Нгуен

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

В последнее время изучение пород коллекторов, содержащих сверхвысоковязкие нефти, стало одной из приоритетных задач. Это связано с тем, что трудноизвлекаемые запасы углеводородов становятся одной из альтернатив поддержания уровня добычи углеводородов в старых нефтедобывающих регионах. Но нередко геология месторождений сверхвысоковязких нефтей является очень сложной, что сопряжено с большим количеством процессов, связанных с седиментогенезом и диагенезом; поэтому изучение происходивших геологических процессов является первостепенной задачей.

Объектом изучения является керновый материал скважины № 4 Солдатской площади на юго-востоке Республики Татарстан. Образцы отбирались из песчаной пачки шешминского горизонта уфимского яруса нижней перми от кровли до подошвы через 0,5 м. Отложения в кровле и подошве представлены битуминозными рыхлыми средне-мелкозернистыми песчаниками от темно- до светло-бурого цвета; встречаются небольшие конкреции пирита размером от 0,5 до 1 мм. В средней же части пласт представлен светло-серым известковистым средне-, мелкозернистым песчаником с небольшими конкрециями пирита. До начала работ нефтенасыщенные образцы экстрагировались при помощи хлороформа в аппарате Сокслета. Взвешиванием до и после экстракции определялась весовая нефтенасыщенность. Нефтенасыщенность изменяется в пределах от 2,5% до 13% при средних значениях 5-7%.

Определение гранулометрического состава проводилось на аппарате Fritsch Analettesette 3 по немецкому стандарту со следующими размерами ячеек сит: 1 мм, 0,8 мм, 0,63 мм, 0,5 мм, 0,315 мм, 0,16 мм, 0,08 мм, 0,063 мм, 0,032 мм, 0,025 мм. По данным гранулометрии строились кумулятивные кривые, по которым рассчитывались коэффициенты сортированности. Для расчета коэффициента сортированности использовалось отношение значений размеров зерен первой и третьей квартили. Значение сортированности изучаемых песков колеблется от 1,48 до 2,37 в подошве пласта при среднем значении 1,88. По классификации П.Траска данные отложения относятся к хорошо-, средне- и плохосортированным песчаникам [1].

По результатам исследований можно выделить 3 типа пропластков по сортировке песчаного материала: 1) хорошо сортированный в интервале 75,7-84,7; 2) плохо сортированный в интервале 84,7-94; 3) средне сортированный в интервале 94-100,5. Формы кумулятивных кривых, сделанных по пропласткам, указывают на то, что осадконакопление происходило в одинаковых условиях; такой же вывод можно сделать по диаграммам Пассега и Гостинцева. Осадконакопление происходило в прибрежной зоне преимущественно в дельтах рек. Однако конфигурации кумулятивных кривых указывают на то, что были различия в условиях осадконакопления [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Недоливко Н.М. Исследование керна нефтегазовых скважин. Практикум для выполнения учебно-научных работ студентами направления «Прикладная геология» / Н.М. Недоливко. – Томск, 2008. – 158 с.
2. Sagirov R. Reasons of the inhomogeneity of the composition and the internal structure of bitumen-saturated sands in Permian deposits of Tatarstan (Russian Federation) / R. Sagirov, A. Mullakaev, R. Khasanov // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. – 2019. – V. 19. – Is. 1.1. – P. 483-489.

НАХОДКИ БУРОГО УГЛЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ IV ДРЕВНЕЭВКСИНСКОЙ ТЕРРАСЫ СУДАКА (ДОЛИНА РЕКИ КОПСЕЛЬ), ИХ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Т.А. Садчикова¹, И.Е. Стукалова¹, А.Л. Чепалыга²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

Положение разреза. Долина реки Копсель (вблизи восточной части г. Судака) – одно из наиболее примечательных курортных мест в Крыму. Она протягивается от мыса Алчак, почти до мыса Меганом, и завершается мысом Французенка (в XIX в. здесь находилось имение уроженки Франции Жюстины Жакмар). В бортах этой балки установлены шесть молодых неоплейстоценовых террас [1]. В настоящей работе изучена четвертая, или *эвксинская* (она же – «угольная») терраса, высотой 30–40 м. Ранее отложения копсельской террасы были выделены в самостоятельную *копсельскую свиту* [2, 4] и обозначены как морские, с комплексом морской фауны.

Строение четвертой копсельской террасы. Сверху вниз в разрезе обнажаются гравийно-галечные отложения, под ними слой с рассеянным углистым детритом, затем слой с линзами угля; ниже – еще слой с рассеянными углями. Внизу горизонт базальных галечников (мощностью более 1,0 м) несортированных, разноокатанных, представляющих, по всей вероятности, русловую фацию. Мощность разреза террасы более 12,0 м. Эти отложения располагаются на кровле юрского флиша, в котором обнажается линза коренных углей смоляно-черного цвета, со слабым блеском. Они залегают ниже террасовой толщи, протяженность выхода несколько метров, на высоте около 20–25 м над уровнем моря. Угли, вероятно, относятся к типу паралических, формировавшихся в мелководных водоемах на морском побережье.

Литология. Внизу обнажается **слой 4**, залегающий с неровным контактом на базальных галечниках. Это алевроиты глинистые, светло-серые, массивные, плотные, однородные, хорошей сортировки, с незначительной примесью мелкозернистого песка (состав: кварц, плагиоклаз, кварциты, железистые кварциты, карбонатный раковинный детрит, глауконит), с большим количеством рассеянного углистого аттрита. Глинистые минералы представлены слюдой и хлоритом, в меньшем количестве – смешанослойный минерал слюда-сметит (с содержанием слюдистых слоев до ~ 70–80%) и каолинит. Контакт с вышележащими породами постепенный. Мощность слоя около 2,0–2,5 м. **Слой 3**, залегающий выше с нерезким контактом, представлен переслаиванием желтовато-серых глинистых алевропесчаников и алевроитов, преобладающе кварцевого состава, с обилием углистых включений, в виде тонкого рассеянного аттрита в основной массе, а также более крупных (до неск. мм) удлинённых форм. В составе фауны – обломки раковин моллюсков и остракоды хорошей сохранности. Буроватая окраска породы обусловлена обилием закисных форм железа. Кварцевые зерна разной степени окатанности. Слоистость прослеживается визуально в породе и в шлифе – микрослоистость, различимая по однонаправленному расположению микрочастиц. Мощность слоя 0,5–1,0 м. **Слой 2** (наиболее угленасыщенный) представлен мелкой щебенкой, состоящей из тонких алевроитов желто-серого цвета, с гнездами и присыпками мелко- и среднезернистого песка, количество которого значительно увеличивается к кровле, с прослойками галечника и линзами угля. В составе песка и галечника преобладают кварц и плагиоклаз, последний сильно выветрелый; песчаные зерна неокатанные и слабо окатанные. Встречены обломки раковин моллюсков. Цементирующая глинистая масса породы (состав глин аналогичен слою

4) насыщена мельчайшими углистыми частицами, помимо этого встречаются и более крупные фрагменты углей, вплоть до линзовидных обособлений углистого лигнитоподобного вещества. Мощность слоя 3,5–4,0 м. Завершается разрез (**слой 1**) серым валунным галечником (размер обломков до нескольких см в поперечнике), несортированным, рыхлым, промытым, с едва различимой субгоризонтальной слоистостью, наиболее отчетливо прослеживаемой в кровле. Мощность слоя 3,5 м; предположительно, это русловой аллювий р. Копсель.

Описание углей. Угли слоя 2 соответствуют типу бурого гумусового угля витринитового состава, с характерным смолянистым блеском и трещиноватостью во взаимно перпендикулярных направлениях. Цвет черты – бурый, характерный для бурых гумусовых углей, стадии 1Б-2Б. Макроскопически наблюдается лигнитовая древесная структура, призматическая отдельность. Трещины, толщиной 1–2 мм «залечены» мелкозернистым глинисто-карбонатным материалом. В проходящем свете различимы фрагменты растительной структуры. Угли из цокольного юрского горизонта черного цвета, цвет черты темно-коричневый, очень легкие по весу, матовые, однородные, текстура массивная, без слоистости, излом раковистый, на отдельных фрагментах наблюдается смолистый блеск, по трещинам примазки карбонатов. В проходящем свете под микроскопом отчетливо видны остатки древесных растений, вероятно – хвойных, гелефицированное вещество красно-коричневого цвета, полуразложившееся. Отмечаются проводящие каналы растительных тканей, но отчетливого клеточного строения не наблюдается.

Условия образования угленосного горизонта IV террасы

Среднеюрская угленосная свита разрушена в результате многочисленных трансгрессий и дислокаций, и сохранилась в горном Крыму только в виде незначительных прослоев и линз, наблюдаемых, в частности, в обнажении Копсель [3]. Базальный горизонт русловых галечников в нижней части разреза свидетельствует о размыве и переносе осадков речным потоком. Вверх по разрезу русловые отложения сменяются тонкими осадками спокойной обстановки мелководного, вероятно, лагунного водоема, на пути выхода реки в морской бассейн. Содержание остаточного иона Cl^- в осадках – до 0,09 вес.%, характерно для опресненного бассейна. Вероятно, происходил размыв угленосной толщи средней-верхней юры, с последующим переотложением углистого аттрита в плейстоценовых осадках сильно опресненной лагуны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака / Н.И. Андрусов // Записки Киевского общества естествоиспытателей. – 1912. – Т. 22. – Вып. 2. – С. 1–88.
2. Архангельский А.Д. Геологическое строение и история развития Черного моря / А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 226 с.
3. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1974. – 208 с.
4. Чепалыга А.Л. Новая концепция Черноморских террас Юго-Восточного Крыма / А.Л. Чепалыга // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 90–104.

БИОТУРБАЦИЯ В КОЛЛЕКТОРАХ РАННЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА В ШАИМСКОМ НГР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Д.Ф. Сазоненко

Астра Энерджи Менеджмент, Москва, Россия

Степень изученности окраинных областей Западно-Сибирского бассейна по-прежнему остается недостаточно высокой. В последнее время многие исследователи обращают внимание на данные территории в связи со снижением поискового и разведочного потенциала в центральных, весьма хорошо изученных областях бассейна [1-3]. Открытие Оурьинского газонефтяного месторождения в 2013 году в Шаимском НГР вызвало новый виток интереса специалистов-геологов к изучению коллекторов нижнемелового возраста.

Породы викуловской (пласт ВК1) и леушинской свиты (пласт АС1) представлены породами-коллекторами с крайне высокой долей глинистой составляющей. Толщины леушинской свиты в исследуемом районе составляют 150-170 м, викуловской свиты – 95-110 м. Свиты разделены породами глинистой кошайской пачки толщиной порядка 15-25 м. Состав пород викуловской и леушинской свит весьма схож. Отложения представлены неравномерным тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Тонкозернистые песчаники и алевролиты серые до темно-серых, обычно образуют прослои мощностью от 1 мм до 55 мм (максимально до 10 см), в различной степени деформированные биотурбацией. В ненарушенных песчано-алевритовых прослоях слоистость тонкая параллельная, реже пологая косая и косо-волнистая (бугорчатая), зачастую градационная. Текстура алевролитовых и песчаных прослоев изменяется от параллельно-слоистой до беспорядочной, пятнистой, в зависимости от степени преобразованности пород процессами биотурбации. Аргиллиты, слагающие большую часть разреза темно-серые, алевролитовые, не известковые.

На основе описания керна поисковых скважин, можно утверждать, что ихнофоссилии играют важную роль в строении коллекторов. В керне встречен набор ихнофоссилий, характерный для ихнофагии *Cruziana* [4], типичной для прибрежно-морских и шельфовых обстановок осадконакопления. Основные наблюдаемые в керне ихнофоссилии представлены *Phycosiphon*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Asterosoma* и *Chondrites*. Степень преобразованности пород биотурбацией не однородна по разрезу, и как следствие биотурбационный индекс по шкале Дрозера-Боттье [5] изменяется в широких пределах от 0 до 6. Наблюдается определенная ритмичность в степени биотурбации пород.

В шлифах алевролитов и песчаников упаковка зерен слабая, что в шлифах выражается в преобладании зерен с точечными контактами, это особенно характерно для песчаного и алевролитового материала, переработанного организмами. Порода высокопористая с пленочным, глинистым, тонкодисперсным цементом (до 5%). Однако в слоистых песчаниках, неизмененных биотурбацией поровое пространство зачастую практически полностью занято глинистыми минералами [6]. Подобная особенность строения порового пространства песчано-алевролитовых пород предполагает возможное влияние биотурбации на коллекторские свойства. Вероятно, для некоторых ихнофоссилий результатом биотурбации явилось уменьшение пелитовой фракции в области хода, и, как следствие увеличение порового пространства и, возможно проницаемости. Это, во многом, подтверждают и петрофизические измерения, выполненные на керне.

Влияние биотурбации на коллекторские свойства пород рассматривалось многими исследователями, однако на данный момент нет общей точки зрения на то,

ухудшает ли биотурбация коллекторские свойства или, наоборот, изменяет поровое пространство, улучшая проницаемость. Поскольку породы викуловской и леушинской свит в районе исследований, представляют собой нетипичный терригенный коллектор, где доля глин существенно превышает долю песчано-алевролитовых прослоев, вероятно, биотурбация вносит значительный вклад в связанность коллекторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Э.О. Амон, В.П. Алексеев, А.Ф. Глебов, В.А. Савенко, Ю.Н. Федоров; под ред. В.П. Алексеева. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. – 257 с.
2. Akhmetzyanov R. Lower Cretaceous Aptian-Albian formations - new exploration play in Shaim region (Russian) / R. Akhmetzyanov, D. Sazonenko, A. Makarova, R. Ismagilov, M. Seryakova, V. Goitia, M. Ravilov, E. Evdokimova // Society of Petroleum Engineers. (2015, October 26). <https://www.onepetro.org/conference-paper/SPE-176608-RU>
3. Савенко В.А. Палеогеография и палеогеоморфология верхнеюрских и неокомских толщ в Шаимском НГР и прилегающих районах Западной Сибири / В.А. Савенко // Литосфера. – 2011. – № 1. – С. 46-60.
4. Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации / Х.Г. Рединг, Д.Д. Коллинссон, Ф.А. Аллен и др. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.
5. Droser M.D. A semiquantitative field classification of ichnofabric / M.D. Droser, D.J. Bottjer // Journal of Sedimentary Petrology. – 1986. – № 56. – С. 558–559
6. Асташкин Д.А. Литолого-петрографическое изучение керн и специальное фильтрационное исследование коллекторов меловых и юрских отложений в скважинах 1-П и 3-П на лицензионных участках Карабашский 1 и Карабашский 2 / Д.А. Асташкин и др. – 2013. – 2049 с.

ПОРОДЫ-ИНДИКАТОРЫ КАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ(?) ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНЫХ РАЗРЕЗОВ ЛЕМВИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

В.А. Салдин

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар, Россия

На западном склоне Полярного Урала К. Г. Войновским-Кригером выделены два комплекса палеозойских отложений [1], в настоящее время соответствующие двум структурно-формационным зонам (СФЗ) – на западе карбонатной Елецкой, а на востоке сланцевой карбонатно-кремнисто-глинистой Лемвинской. Отложения этих зон интерпретированы как мелководно-шельфовые и батинальные соответственно [3]. Эти два комплекса установлены и на Пай-Хое [5]. Порода «сланцевой» зоны по надвигу контактирует с породами «карбонатной» [1, 3, 5-7].

Каменноугольные отложения Лемвинской СФЗ на Полярном Урале образовались в трех разных обстановках осадконакопления [2] в остаточном океаническом бассейне. На востоке бассейна происходило накопление мощной очень пестрой по составу карбонатно-терригенной толщи, обусловленной поднятиями в начальный этап орогенеза севера Урала. В его центральной части формировались конденсированные маломощные карбонатно-глинисто-кремнистые отложения в пелагических условиях, а на западе вблизи карбонатного шельфа (Елецкой СФЗ) шло образование кремнисто-карбонатно-глинистых осадков. Отложения этих разных разрезов в современном тектоническом плане не всегда отвечают своему палеогеографическому положению из-за сложного чешуйчато-надвигового и изоклинально-складчатого строения района. Поэтому важное значение при их идентификации имеют породы-индикаторы или характерные породные ассоциации.

Каменноугольные отложения западных разрезов Лемвинской СФЗ выделены в западноворгашорскую свиту [7]. Все среднекаменноугольно-нижнепермские (ассельские) отложения «сланцевой» зоны Пай-Хоя рассматриваются в составе одной силовыхинской свиты и она сходна по строению и составу с западноворгашорской. Четким породным-индикатором для них служат литобиокластовые известняки с обломками фосфоритов (рисунок), распространенные в среднекаменноугольном интервале разреза от р. Лемва на юге до р. Силовыха на севере. Они образуют слои мощностью от 0.5 м до 6 м и легко узнаются среди других пород по черным обломкам фосфоритов, рельефно выступающих на фоне серого и светло-серого карбонатного обломочного и цементирующего материала. Фосфориты представлены целыми конкрециями уплощенно-округлой формы или их обломками сильно варьирующими по размеру. По составу фосфориты, содержащие P_2O_5 –19-41%, подразделены на три типа: 1) кальцит-фосфатные, 2) барит-кальцит-фосфатные и 3) кварц-кальцит-фосфатные [4]. Во многих из них встречаются фосфоритизированные или кальцитизированные остатки радиолярий и спикул губок. Среди обломков карбонатных пород установлены известняки пелитоморфные и микрозернистые, известняковые песчаники, полибиокластовые известняки, доломиты микро-тонкозернистые, известняки тонко-мелкокристаллические со следами окварцевания и доломитизации, оолитовые известняки и отдельные оолиты, радиоляриевые известняки и радиоляриты. Заполнителем в грубообломочных разновидностях известняков служат остатки криноидей, мшанок, фораминифер, брахиопод, редко багряных

водорослей. Иногда в одном образце встречаются смешанные комплексы конодонтов и реже фораминифер от позднего девона до среднего карбона.

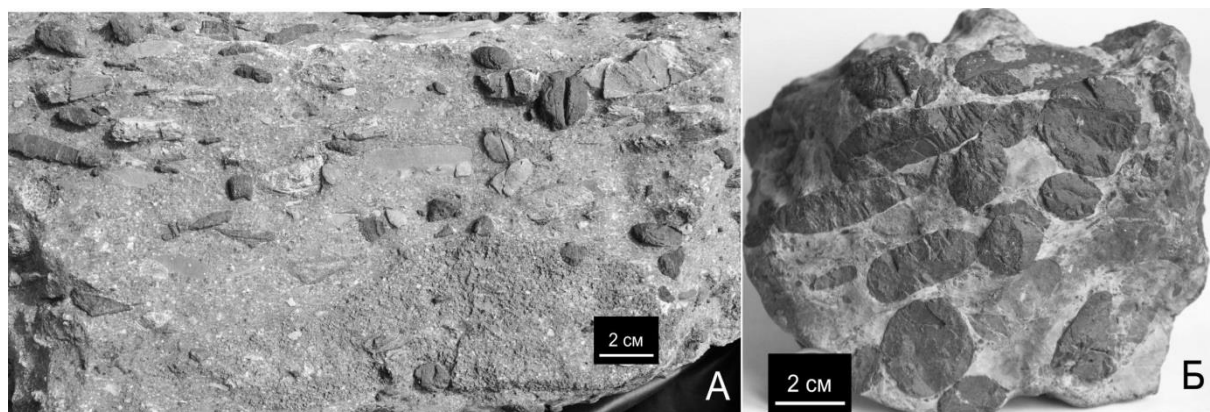


Рисунок. Литобиокластовые известняки с переотложенными фосфоритами в Лемвинской зоне Полярного Урала: А – р. Ямбуяха; Б – р. Харота

Вероятно, в области сноса находились породы, образованные в обстановках мелководного карбонатного осадконакопления с разными гидродинамическими режимами. Присутствие же обломков радиоляриевых и спикюловых известняков, радиоляритов и фосфоритов указывает на размыв и относительно глубоководных отложений. Следует отметить совпадение распространения разрезов с участием литобиокластовых известняков на западе Лемвинской СФЗ Полярного Урала и Пай-Хоя с площадью распространения сезымской свиты нижней перми «карбонатной» зоны, залегающей со стратиграфическим несогласием на верхнемосковских известняках. Учитывая, сохранение верхнемосковских известняков в разрезах, а также отсутствие фосфоритовых образований в каменноугольных отложениях «карбонатной» зоны, можно предположить, что областью размыва были отложения переходных разрезов от шельфа к континентальному склону в современном структурном плане скрытые надвигом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала / К.Г. Войновский-Кригер // Советская геология. – 1945. – № 6. – С. 27–44.
2. Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала / А.И. Елисеев. – Л.: Наука, 1973. – 95 с.
3. Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Приполярного Урала / В.Н. Пучков // Геотектоника. – 1973. – № 6. – С. 54–63.
4. Салдин В.А. Переотложенные конкреции фосфоритов в среднекаменноугольных известняках сланцевой зоны севера Урала и Пай-Хоя / В.А. Салдин // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона (Труды Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 124). – Сыктывкар, 2009. – № 7. – С. 38–58
5. Устрицкий В.И. К вопросу о северном продолжении Урала / В.И. Устрицкий // ДАН СССР. – 1956. – Т. 110. – № 3. – С. 437–439.
6. Шишкин М.А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) / М.А. Шишкин // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 89–95.
7. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя / В.В. Юдин. – Екатеринбург: УИФ, Наука, 1994. – 285 с.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЁВА

А.Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

В каменноугольных отложениях Печорского Урала³ широко распространены карбонатные известняковые брекчии. Специальными исследованиями [1] было установлено, что данные образования подразделяются на седиментационные и постседиментационные. К *седиментационному* типу брекчий относится большая часть известняковых брекчий карбона Печорского Урала, морфологически выраженных как пластовые и маломощные массивные образования. Обломочный материал таких брекчий представлен обломками различных типов известняков. Обломки в той или иной степени окатаны и сцементированы известняковым материалом, с остатками морской микрофауны. Среди брекчий этого типа выделяются околорифовые, обвальные и донные. Группа *постседиментационных* брекчий включает: 1) тектонические образования с реликтами седиментационных брекчий (мощные толщи, сложенные грубообломочным и крайне несортированным материалом); 2) собственно тектонические брекчии (не образуют самостоятельных пластов, остроугольная форма и однородный состав обломков, кристаллический кальцит в цементе); 3) брекчии подземного растворения (карстовые) — небольшая часть внутрипластовых брекчий, (неправильные участки среди трещиноватых неравномерно доломитизированных известняков, обломки остроугольно-неправильной формы, в крупных обломках наблюдаются контуры более мелких, как при перекристаллизации).

По материалам наблюдений полевого сезона 2018 года на территории южной части гряды Чернышёва участки интенсивного брекчирования карбонатных пород каменноугольного возраста расположены в разрезах р. Изъяю (карьер заброшенного известнякового завода около ст. Джинтуй) и р. Правая Кыньбэжью⁴ (рисунок, А).

На р. Изъяю зона брекчирования расположена в восточной части старого известнякового карьера (рисунок, В) и протягивается с северо-запада на юго-восток и прослеживается южнее в коренных выходах по берегам реки (верхняя часть обн. 18 на левом берегу и в обн. 19 на правом берегу реки). Характер строения этих брекчий наиболее хорошо доступны для наблюдения в восточной стенке карьера (обн. 20).

Большая часть этой стенки сложена глыбовыми брекчиями с размером глыб до 1 м в поперечнике (рисунок, Г). Обломки остроугольные, сортировки никакой нет — глыбы известняков расположены в грубообломочном матриксе, в котором в равной степени встречаются обломки различных фракций. Состав пород в обломках однородный. По граням обломков наблюдается множество зеркал скольжения. Наиболее крупные из них могли сформироваться в результате левого сдвига и левого сдвига со сбросом северного и северо-северо-восточного простирания (т. е. субпараллельно зоне брекчирования).

³ Под Печорским Уралом автор понимает территорию западного склона Урала и гряды Чернышёва в пределах бассейна р. Печора.

⁴ В работах А.И. Елисеева эта река ошибочно обозначена как р. Войпемданью [2].

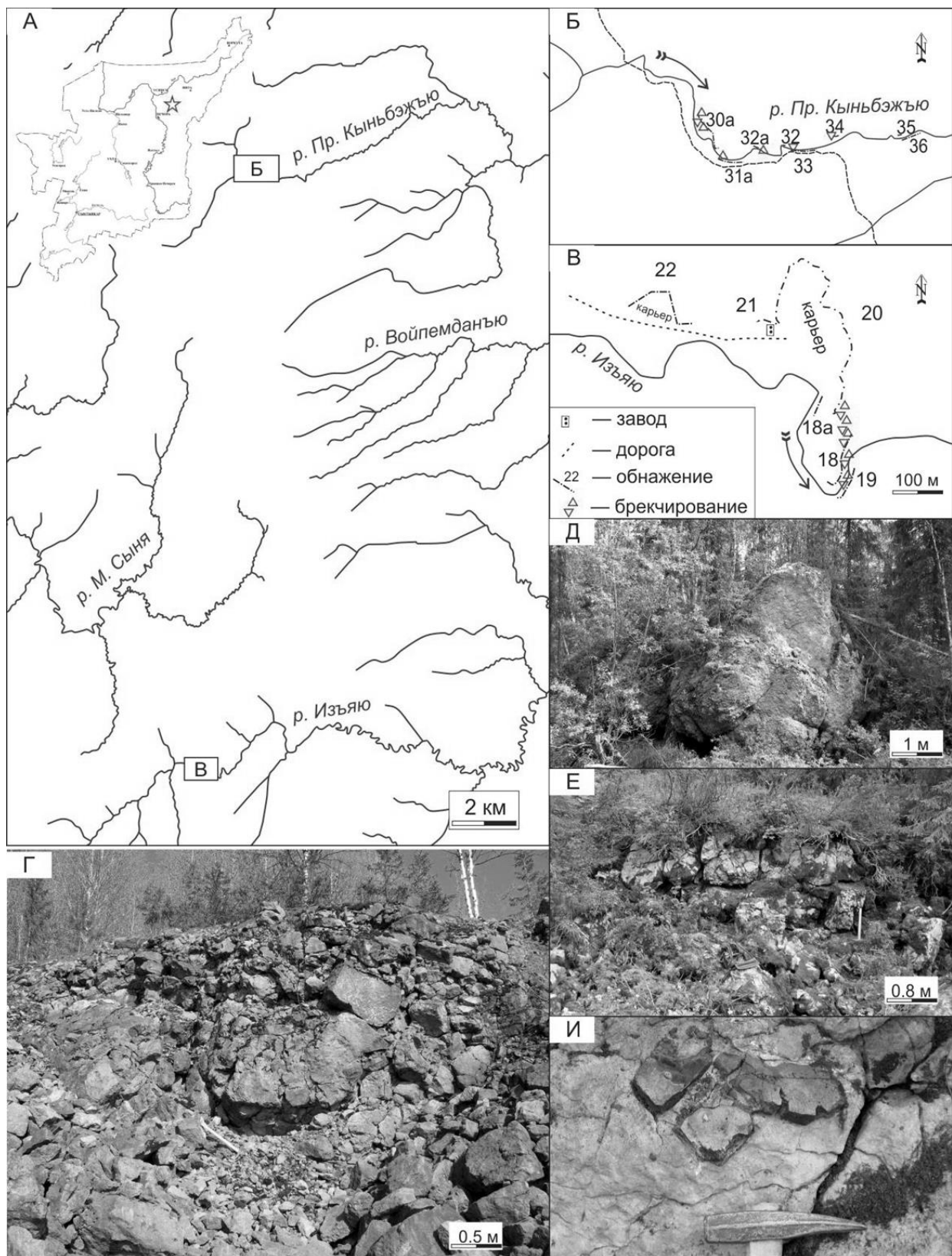


Рисунок. Карбонатные брекчии в каменноугольных отложениях

Цемент практически нет. Наблюдаются множество широких трещин и пустот. К трещинам между обломков приурочено зоны интенсивного ожелезнения, придающий мелкообломочному матриксу ярко выраженный красный оттенок. Однако интенсивность брекчирования различна. Так, в южной части этой известняки здесь разбиты на блоки размером до 1,5 м и практически не разобщены. Они плотно прижаты друг к другу, и ожелезнения на этом участке практически нет. Севернее этой стенки породы тектоническое воздействие проявляется только в интенсивной трещиноватости пород и блочном строением выходов. Наблюдаются множество субпараллельных трещин меняющихся очертаний, часто образующих клинообразные формы. Элементы заложения трещин - простирание 325° , падение 55° на северо-восток. При этом залегание пород примерно такое же, как и в западной части карьера около развалин известкового завода - простирание 180° , падение 30° на запад.

В разрезе р. Правая Кыньбэжью зона брекчирования приурочена к долине восточного простирания, отрезок с обн. 30—33 (рисунок, Б). Нужно отметить, что именно на этом участке реки сухое русло. В долине встречаются останцы высотой от 5 до 15 м своеобразной треугольной формы с относительно пологим ($45—66^{\circ}$) восточным склоном и вертикальным западным. Брекчированные породы в естественных выходах образуют массивные толщи грубообломочных пород, массивных груботрещиноватых пород, многие выходы в этой зоне имеют блочное строение (рисунок, Е), а в русле реки часто наблюдаются развалы глыб известняков размером до 1,5-2 м, протягивающиеся на несколько десятков метров. В строении этих отложений повсеместно наблюдаются дизъюнктивные нарушения, сбросы с зеркалами скольжения по плоскостям сместителей, простирающихся субпараллельно общему в данном районе залеганию пород (простирание $170—190^{\circ}$, падение $45—55^{\circ}$ на восток). Кроме того породы часто сильно выщелочены и доломитизированы. Доломитизация в породах не равномерная, захватывает отдельные участки неправильной формы с остроугольными очертаниями. Встреченные в породе кремни раздроблены, а их фрагменты разобщены друг от друга (рисунок, И).

Нужно отметить, что описанная зона брекчирования расположена на пересечении двух зон. Долина реки на этом участке имеет строго восточное направление и обусловлена, по всей видимости, наличием здесь разлома поперечного заложения относительно структур гр. Чернышёва. Здесь же проходит полоса карста в карбонатных каменноугольных породах, прослеживающаяся по карстовым воронкам с юга на север вдоль структур гр. Чернышёва. Это подтверждается и тем фактом, что именно на этом участке река имеет сухое русло.

Анализируя представленный материал, можно прийти к выводу, что глыбовые брекчии на р. Изъяю являются примером тектонических образований, а на р. Правая Кыньбэжью брекчии, вероятней всего, являются результатом сочетания двух процессов — тектонических движений и карстования

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сандула А.Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала / А.Н. Сандула. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 143 с.
2. Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышёва / А.И. Елисеев. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 173 с.

ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ПЕЧОРСКОМ УРАЛЕ

А.Н. Сандула

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Среднекаменноугольные отложения на Печорском Урале⁵ входят в состав верхневизейско–нижнеартинской (калейдовой) мелководно-депрессивной формации закрытого шельфа [1]. Однако на всем его протяжении эволюция осадконакопления была различна.

На юге на территории бассейна верхней Печоры в среднекаменноугольное время имели место колебательные движения глубины моря, приводившие к заметному изменению условий осадконакопления от относительно глубоководных на сублиторали до мелководных в областях отмелей и островного мелководья.

Примером пелагических отложений на рассмотренной территории является толща башкирских отложений в разрезе р. Илыч [2]. Они представлены мощными (5—10 м толщиной) пачками толстоплитчатых массивных мелкобиокластовых и водорослевых известняков с большим количеством кремней, чередующихся с сериями тонкозернистых известняков.

Ярко выраженные отложения островного мелководья или отмельных зон отмечены в нижнебашкирском подъярусе, каширском и нижней части мячковского горизонтов московского яруса. Развитие их было локально. Например, в краснополянском горизонте с обломочные известняки в сочетании с грубобиокластовыми породами наблюдаются только на р. Унья (Казанское плесо). В каширских отложениях отмельные участки тоже формировались на юге (р. Унья, Бузгальский камень), наличие их зафиксировано ассоциацией оолитовых и мелкобиокластовых известняков. В начале мячковского времени субазральные условия проявились на севере бассейна (р. Илыч, выход около о. Молебен-ди), здесь в разрезе присутствует пачка (~2.2 м) известняков с микрокодиями [2].

В эволюции осадконакопления среднекаменноугольной эпохи в бассейне р. Щугор выделяются три этапа [2]. На первом из них (башкирском) происходило формирование толщи чередования биокластовых и водорослево-биокластовых известняков с карбонатными псефитолитами. Накопление наиболее грубых из них происходило на востоке (Средние, Верхние ворота р. Щугор, нижнее течение р. М. Паток). Западные разрезы (Нижние ворота) сложены в основном волнисто-тонкослоистыми водорослевыми известняками, а обломочные карбонатные конглобрекции образуют лишь редкие прослои. На втором (нижнемосковском) этапе области накопления обломочных известняков остались только на крайнем востоке (нижнее течение р. М. Паток) и в центре (Средние ворота). Между ними (Верхние ворота) отлагались карбонатные осадки, а на западе — глинисто-кремнисто-карбонатные. На третьем этапе разделение бассейна полностью состоялось. Это способствовало накоплению мощных карбонатно-глинистых толщ на западе бассейна и формированию филоидно-водорослевых и водорослево-мшанковых скелетных холмов на востоке [2].

В истории осадконакопления гряды центральной части Чернышева (р. Шарью) можно выделить четыре этапа [3]: косогорско-аскынбашский, ташастинский, асатаусско-каширский и подольско-мячковский. На первом этапе колебательные движения, характерные для башкирского времени многих районов, проявились и здесь. Свидетельством этого является ритмичность осадконакопления. Основания

⁵ Под Печорским Уралом автор понимает территорию западного склона Урала и гряды Чернышёва в пределах бассейна р. Печора.

седиментационных циклов образованы осадками сильного мелководья (гравелиты, оолитовые известняки), а остальная часть — карбонатными отложениями неритовой области сублиторали открытого шельфа. Условия осадконакопления второго (ташастинского) этапа несколько отличаются от предыдущих. В строении выделенных в данном стратиграфическом диапазоне седиментационных циклов наблюдается только однократная смена циклитов активных и пассивных гидродинамических режимов, постепенно основными породообразующими компонентами в породах наряду с биокластами становятся остатки водорослей. На третьем этапе установился стабильный тектонический режим. На юго-востоке гряды Чернышёва в это время отлагались только биокластовые осадки и глинисто-шламовые илы, а в центральной области — остатки водорослей и микробиальных образований. Установившиеся условия были благоприятными для роста брахиопод и кораллов. Позднемосковское время (четвертый этап) ознаменовало собой обширную регрессию, в результате которой на большей части гряды Чернышёва отмечается перерыв осадконакопления. Море сохранилось только на территории южной части района, где отлагались преимущественно биокластово-мшанковые породы и "гидрактинOIDные" известняки [4]. Некоторое углубление бассейна произошло в мячковскую эпоху. В результате была подтоплена территория бассейна р. Шарью, где вслед за мшанково-биокластовыми породами была образована известняково-доломитовая толща.

Сравнительный анализ полученных результатов показывает, что история эволюции осадконакопления среднекаменноугольного времени на рассмотренных территориях была различной. На территории бассейна Верхней Печоры лишь изредка образовывались отмельные и островные зоны. На широте р. Щугор произошла дифференциация бассейна с образованием отмельной (на востоке) и депрессионной (на западе) областей. На гряде Чернышёва (р. Шарью) располагался мелководный морской бассейн, просуществовавший до конца каширского времени, а колебательные движения, характерные для этого времени, проявились здесь не так интенсивно.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеев А.И. Формации северо-восточного ограничения Европейской платформы / А.И. Елисеев. – М.: Наука, 1978. – 72 с.
2. Антошкина А.И. Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы / А.И. Антошкина, В.А. Салдин, А.Н. Сандула и др. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 200 с.
3. Сандула А.Н. Литология ташастинского горизонта башкирского яруса среднего карбона в разрезе р. Шарью (гряда Чернышёва) / А.Н. Сандула, Л.А. Шмелёва // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар: Геопринт, 2014. – Т. II. – С. 266–267.
4. Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышёва / А.И. Елисеев. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 173 с.

СЕРИЯ «ТИМИСКАМИНГ» КОЙКАРСКОЙ СТРУКТУРЫ – ОСНОВА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ НЕОАРХЕЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

С.А. Светов, А.В. Бакаева, М.А. Гоголев, С.Ю. Чаженина

Институт геологии, ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

Неоархейские осадочные серии, представленные аллювиально-флювиальными породами в сочетании с вулканитами субщелочного ряда и турбидитами (тип «Тимискаминг»), формируются на заключительных стадиях развития мезоархейских зеленокаменных поясов. Их образование происходит в коллизионной обстановке в бассейнах pull-apart типа [5]. Подобные осадочные серии широко представлены в зеленокаменных комплексах древних кратонов мира, и в частности, выявлены также на Фенноскандинавском щите (в зеленокаменных поясах Кухмо-Суомуссалми [7], Северо-Карельском [2], Ведлозерско-Сегозерском [3]).

Авторами выполнено изучение осадочных пород типа «Тимискаминг» в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (ВСЗП) Карельского кратона, сохранившихся наиболее полно в пределах Койкарской структуры. Осадочный комплекс залегает на мезоархейской коматиит-базальтовой ассоциации, АДР-серии и осадочной терригенно-хемогенной толще. Сформирован породами молассоидного облика, представленными переслаиванием полимиктовых конгломератов с песчанистыми (граувакки, аркозы, арениты) и алевролитовыми породами. Имеет мощность 80-230 м [1].

Основной объем комплекса выполнен полимиктовыми конгломератами, которые образуют слои, мощностью от 1-3 до 100 м. Кластический материал представлен мафитами (коматиитами, базальтами, базальтовыми коматиитами, габброидами) и породами среднего-кислого состава (андезитами, дацитами, риолитами, плагиогранитами, гнейсогранитами, плагиомикроклиновыми гранитами). Степень окатанности галек варьирует от хорошо окатанных (в основном кислого состава) до угловатых, уплощенных форм (мафиты, реже дациты). Упаковка обломков меняется от плотной до рассеянной. Важно отметить, что среди кластического материала установлены породы субщелочной серии.

Как показала геохимическая характеристика галек и валунов конгломератов, весь обломочный материал принадлежит локальным источникам сноса.

Цемент конгломератов представлен неоднородным по составу и структуре граувакковым материалом, меняющимся в разрезе от продуктов перемыва коры выветривания коматиитов (основание комплекса) и вулканомиктовой мафитовой граувакки до грауваккового песчаника, лититовой граувакки, с прослоями аркозового материала.

Осадочный комплекс характеризуется очень низкой зрелостью материала и незначительной степенью его выветривания. Значения индекса CIA в цементе конгломератов значительно варьируют, увеличиваясь синхронно с уменьшением зернистости цементирующего материала (в гравелитовом цементе CIA=55-56, в граувакковом – 54 - 73 [1]).

Конгломераты принадлежат проксимальным фациям; плотноупакованные с контактовым цементом относятся к аллювиально-флювиальным склоновым фациям, а с базальным цементом – к образованиям мутьевых потоков, возникновение которых связывается с активным тектоническим режимом в области бассейна седиментации.

Изотопное исследование детритовых цирконов (SHRIMP-II), выделенных из цемента базальной части молассоидного комплекса, позволило получить ряд

временных интервалов развития родительских (для кластического материала) магматических систем.

Установлены следующие интервалы: 2970-2950 млн. лет (время заложения древнейшего андезитового островодужного магматизма на инициальном этапе формирования ВСЗП); 2910-2870 млн. лет – (данный интервал ранее не выделялся в пределах ВСЗП, предположительно связан с фазой внедрения кислых даек); 2860-2840 млн. лет (время развития окраинно-континентальной андезит-дацит-риолитовой серии ВСЗП); 2790-2770 млн. лет (период активного гранитоидного магматизма, сопровождавшего дацит-риолитовый вулканизм в ВСЗП); 2750-2730 млн. лет (время развития санукитоидного магматизма в ВСЗП [6]); 2660-2670 млн. лет (интервал ранее в ВСЗП не выделялся, предположительно маркирует время заложения поздних риолитовых дайковых систем).

Таким образом, на основе полученных данных можно впервые достоверно оценить время заложения молассоидного комплекса, интервал формирования которого определяется самым молодым возрастом детритовых цирконов – 2670 млн. лет, а верхним ограничением служит значение 2600 млн. лет, время заложения региональных шир-зон [3], пересекающих изучаемый комплекс.

Структурно-тектонические исследования позволяют заключить, что формирование несогласных молассоидных бассейнов в пределах изучаемого объекта является самым молодым неоархейским событием и проходило в транспрессионно-транстензионном режиме, приводя к образованию системы кулисообразных пулл-апарт бассейнов на заключительной стадии коллизионного этапа развития Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГ КарНЦ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакаева А.В. Матрикс полимиктовых конгломератов неоархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала / А.В. Бакаева // Труды Карельского научного центра РАН. – 2018. – № 2. – С. 111-121.
2. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены / В.Н. Кожевников. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. – 223 с.
3. Светов С.А. Неоархейская (2.60 млрд. лет) реактивация сдвиговых зон и орогенных золоторудных систем в западном сегменте Водлозерского террейна / С.А. Светов, В.И. Иващенко, З.П. Рыбникова, М.А. Гоголев, Т.Н. Назарова // Труды Карельского научного центра РАН. – 2016. – № 10. – С. 1–18.
4. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита / С.А. Светов. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. – 230 с.
5. Hyde R.S. Sedimentary facies in the archaean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada / R.S. Hyde // Precambrian research. – 1980. – 12. – Is. 1-4. – P.161-195.
6. Lobach-Zhuchenko S.B. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin / S.B. Lobach-Zhuchenko, H.R. Rollinson, V.P. Chечulaev et al // Lithos. 2005. – V. 79. – P. 107–128.
7. Papunen H. Excursion to the Kuhmo Greenstone Belt / H. Papunen, T. Halkoaho, T. Tulenheimo, J. Limatainen // Excursion guide. – 1998. Geol. Survey of Finland, Spec. Paper. – No 26. – P. 91–106.

СТРУКТУРНО-СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОГО БЕРЕГОВОГО СКЛОНА (РОССИЙСКИЙ СЕКТОР БАЛТИЙСКОГО МОРЯ)

К.М. Седаева, М.О. Корнилова

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Балтийское море является внутриматериковым водоемом платформенного типа, относящимся к бассейну Атлантического океана. В настоящее время очень актуальным становятся исследования подводного рельефа и приповерхностного слоя донных отложений в связи с техническим освоением площади морского дна при прохождении трубопроводов и кабельных трасс разного назначения. Российский сектор Балтийского моря примыкает к побережью Калининградской области и расположен между прибрежной частью Самбийского полуострова (*на его подводном береговом склоне*) и Гданьской впадиной, вытянутой в субмеридиональном направлении.

В процессе исследования был применен сравнительно-седиментологический анализ, который базируется на сравнении двух групп седиментационных компонентов: аллохтонных и автохтонных. В приповерхностном слое (*до глубины 2 м от столба воды*) донных отложений отмечаются песчаные (*среднеобломочные*) и алевритоглинистые (*мелко-тонкообломочные*) осадки. В поле их развития отмечается грубо-крупнообломочный материал аллохтонной природы, сложенный валунами и галькой разного размера, реже щебнем, дресвой и гравием, и крайне редко на отдельных участках (локально) глыбами и представленный разными (*по составу, структуре, происхождению и возрасту*) типами пород. Вмещающие их средне- и мелко-тонкообломочные отложения верхнечетвертичного возраста (Q_{III-IV}) по составу полигенны и неоднократно перемыты морскими водами и переотложены на площади. Скопления псефитов (*относительно крупные и небольшие их образования в виде развалов*) и отдельные их представители (*разноразмерные валуны и глыбы*) распространены на площади хаотично, неравномерно (фрактально), участками нередко в виде горизонтов конденсации (*мощностью 0,25–0,5 м*). Для большей части валунов и крупной гальки свойственны плосковыпуклые или плитообразные нередко утюговидные формы крупных обломков, что характерно для основных морен. Это свойственно следующим типам пород: крупным валунам эндолитов и экзолитов, в первом случае к ним относятся фтаниты (размером от 80х50х30 до 100х80х40 см), граниты (размером 50х40 см), а во втором случае – микрозернистые известняки, фосфориты и кварцевых песчаников, реже кремней (размером от 20-30 до 60х40 см) [1-3].

Сонахождение контрастных по размерам кластолитов в верхней части донных отложений средне-мелко-тонкообломочной размерности косвенно указывает о наличии моренных образований – фрагментов основной или абляционной морены на отдельных элементах рельефа морского дна в виде небольших «островков». Из этого следует, что воссоздать общую картину распространения моренных образований, особенно грубо-крупнообломочную ее составляющую на площади акватории Балтийского моря практически невозможно из-за геологической деятельности моря, под влиянием которой происходил размыв донных морен, ее матрикса и перемещение их материала по дну на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена (Q_{III-IV}). Валунно-галечный материал характеризуется пестрым составом кластолитов и он представлен как обломками эндолитов, так и экзолитов. Среди эндолитов преобладают кластолиты метаморфических пород (*гранито-гнейсов,*

фтанитов, кварцитопесчаников, амфиболитов, метаконгломератов, метариолитов, кремнистых сланцев), в меньшей степени магматических интрузивных пород (*разных по цвету и структуре гранитов*). Среди экзолитов чаще всего встречаются обломки осадочных пород (*известняков, фосфоритов и кремней в виде конкреции с размером глыб, крупных и мелких валунов, средней и мелкой гальки*). Метаморфические и магматические породы, аналогичные по составу обломкам эндолитов, широко распространены в северо-западной части Европейского континента: Фенноскандии, Карелии и на Кольском полуострове. Их возраст датируется 3,0-0,6 млрд. лет, судя по литературным данным [1-3].

Осадочные породы (экзолиты), аналогичные по составу исследуемым обломкам кластолитов (*по составу, строению и возрасту*) встречаются в разрезах нижнего палеозоя (кембрия, ордовика и силура), мезозоя (кампанский ярус верхнего мела) и в низах кайнозоя (палеоцена) Ленинградской и Калининградской областей, Эстонии, Латвии и Литвы [1-3]. Из этого следует, что в составе моренных образований различают материал дальнего привноса (эратический), привнесенный с севера и северо-запада Европейского континента, из Кольского полуострова, Карелии, Феноскандинавии, и относительно ближнего привноса за счет ледового разноса с побережий стран Прибалтики. При этом надо учитывать, что «феноскандинавские» валуны и галька (средне-крупной размерности) представлены обломками очень крепких и прочных метаморфических и магматических пород, и их количество составляет в целом до 80-85% от общей массы грубо-крупнообломочного материала [1-3].

Грубо-крупнообломочный материал ледового разноса часто включает в себя не только эратические валуны и гальки эндолитов моренных образований, распространенных на побережье Прибалтики, но и экзолитов, представленных местным материалом в виде крупных глыб древних меловых и палеогеновых фосфоритов – отторженцев размером от 40-50 до 70-80 м в длину при высоте от 1-3 до 5-7 м. Ранее они были обнаружены в составе водно-ледниковых (флювиогляциальных) отложений, как на самом Калининградском побережье, так и в донных отложениях Балтийского моря на глубине 1 м среди современных рыхлых осадков [1, 3]. Этот факт необходимо учитывать для оценки возможности при дальнейших инженерно-геологических изысканиях в связи с техническим освоением площади морского дна Балтийского моря.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

ЛИТЕРАТУРА

1. Загородных В.А. Геология и полезные ископаемые Калининградского региона / В.А. Загородных, Т.А. Кунаева. – Калининград, 2005. – 171 с.
2. Свиридов Н.И. Четвертичный покров дна Балтийского моря / Н.И. Свиридов, А.И. Гайгалас // Советская геология. – 1974. – № 5. – С. 113-120.
3. Свиридов Н.И. Строение осадочного чехла юго-восточных районов Балтийского моря / Н.И. Свиридов, В.М. Литвин // Советская геология. – 1983. – № 4. – С. 86-94.

СУБАЭРАЛЬНЫЙ ДИАГЕНЕЗ И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ В ЛЕССОВЫХ ПОРОДАХ ПРИАЗОВЬЯ И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

К.М. Седаева¹, Л.В. Леонова²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Лессовые отложения широко распространены на территории Восточно-Европейской равнины (Приазовье, в бассейне рек Дона, Днепра, Волги, Урала) в виде полосы, окаймляющей прерывисто или непрерывно зону перегляциальных отложений плейстоцена [1-4, 6]. Их изучение происходило на протяжении более 175 лет, начиная со второй половины XIX века, в связи с проведением Геолкомом России геологической съемки Центральных и южных районов и строительством железных дорог. В Советский период их начали интенсивно изучать (*особенно инженер-геологи*) в связи с широкомасштабным строительством серии гидроэлектростанций, Волго-Донского канала и ряда промышленных объектов. Литологическое их изучение до самого последнего времени находилось несколько в стороне от общего русла развития литологии из-за отсутствия в них полезных ископаемых и из-за того, что сами лессовые породы не рассматриваются как полезные ископаемые. Постседиментационные изменения в лессовых породах практически не изучены из-за сложности в оценке соотношений между аутигенными и аллотигенными глинистыми их компонентами, возникшими на стадии диагенеза или/и гипергенеза, принимая во внимание конвергентность генетических признаков глинистых минералов, образующих конкретную ассоциацию. Поэтому особое значение на начальном этапе изучения диагенетических процессов, протекающих в лессовых породах, приобретает характер цементаций между породообразующими компонентами в кластогенной их части, а затем состав и структура цемента и последовательность аутигенного минерального образования вещества.

Микроскопические исследования лессовых пород Приазовья и Нижнего Поволжья с привлечением оптического и сканирующего электронного микроскопа показали, что лессовые породы (*типичные лессы и лессовидные породы*) представлены алевролитами полевошпат-кварцевого состава в разной степени глинистые и известковистые на отдельных интервалах их разреза и что основная масса аллотигенных кристаллокластов практически неизменная. Однако биохемогенно и биологически осажденные и некоторые механически внесенные компоненты тонкопелитово-коллоидной размерности – *гидрооксиды Fe, Mn, P, малые элементы, органическое, карбонатное и сульфатное вещество, отчасти глинистые минералы* изменили свой минералогический облик с возникновением аутигенных минералов [6] и образованием разнообразных типов цементов, как по составу, так и структуре.

По современным представлениям процесс формирования лессовых пород состоит из двух этапов. На первом этапе шло накопление аллотигенных компонентов, т.е. пылеватых частиц алевроитовой (0,05-0,005 мм), в меньшей степени пелитовой (<0,005 мм) и крайне редко песчаной (0,05-0,5 мм) размерности, которое может происходить разными путями, а на втором этапе – происходило превращение накопленного осадка в лёссовые породы [2-3, 5]. Их формирование, по мнению авторов, происходило на фоне проявления процессов субэрального диагенеза, с образованием в них на отдельных участках контактового и пленочного типов цемента разного состава и строения, что обусловило высокую пористость (>40%), просадочность и пониженную прочность пород, отражая их специфические свойства [1-4, 6].

Исследование лессовых пород под сканирующим электронным микроскопом выявило разнообразие типов и состава цементов *на отдельных участках*, структурная классификация и определение которых проводилось по ряду признаков (*в соответствии с принципом параллельных классификаций*) и последовательно, от первого признака к последнему [5, 7]. Среди них установлены следующие виды и типы цементов: **1)** контурный (*развитый только вокруг обломков*); **2)** прерывисто-контурный (*наблюдаемый в виде изолированных примазок или сгустков на поверхности зерен*); **3)** пятнистый, островной, точечный (*по равномерности заполнения пустотного пространства*) и **4)** пленочный, мозаичный и агрегатный (*по взаимоотношению с обломочными зёрнами*) типы цементов. При этом в пределах одного образца породы на разных его участках можно встретить тот или иной тип цемента, или несколько их видов. Их цементация происходила на разных стадиях (*раннего и/или позднего*) диагенеза нередко с последующим частичным преобразованием вещества и структуры цемента в гипергенезе в связи с увеличением влажности на фоне потепления и похолодания.

Заключение. Использование объективных признаков – наличие цемента в лессовых породах, вещественный и структурный его состав позволяет отнести их к классу терригенно-обломочных пород – алевролитам, обладающих высокой пористостью, просадочностью и пониженной прочностью, а не к алевролитам, как это считают до настоящего времени инженер-геологи. Состав аллотигенной части лессовых пород преимущественно кварц-силикатный, в котором осуществляются не только физические процессы межкомпонентной инфильтрации капиллярных растворов полигенной природы в результате их циркуляции, но и минеральный аутигенез, с новообразованием минеральных компонентов в процессе субаэрального диагенеза и отчасти гипергенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булавин Б.П. Генезис и литологические фации лесса Русской равнины / Б.П. Булавин. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 116 с.
2. Лессовый покров Земли и его свойства. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 464 с.
3. Лысенко А.П. Лессовые породы Европейской части СССР / А.П. Лысенко. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. – 192 с.
4. Минервин А.В. Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород / А.В. Минервин // Проблемы криолитологии. – М., 1982. – Вып. 10. – С. 41-60.
5. Платонов М.В. Петрография обломочных и карбонатных пород: учеб.-метод. пособие. 2-е изд. / М.В. Платонов, М.А. Тугарова. – СПб.: Изд-во СПбГУ, 2017. – 80 с.
6. Седлецкий И.Д. Коллоидно-дисперсные минералы и золотое происхождение лесса Нижнего Дона / И.Д. Седлецкий // ДАН СССР. – 1951. – Т. 81. – № 5. – С. 909-912.
7. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В.Н. Шванов. – Л.: ЛГУ, 1987. – 269 с.

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ СОВРЕМЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

А.А. Селезнев¹, И.В. Ярмошенко¹, Г.П. Малиновский¹, Е.О. Илгашева¹,
Д.В. Киселева², А.Д. Рянская², М.Е. Рудаков¹, А.Ф. Тетерин¹

¹Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Интенсивная урбанизация, увеличение числа автомобилей, рост промышленного производства сопровождаются антропогенным воздействием на окружающую среду и здоровье человека. Изучение закономерностей миграции и накопления элементов, определение источников загрязнения является важным и значимым для оценки экологической ситуации на урбанизированной территории, и, в конечном счете, для управления качеством окружающей среды [1].

Перспективным компонентом для опробования в эколого-геохимических исследованиях являются современные антропогенные отложения, формирующиеся в результате природно-антропогенных геологических процессов [2, 3]. Такие методы являются экспрессными и их применение не высокочемзатратно. Однако нет полного понимания, как применять и унифицировать их для территорий, на которых процессы современного седиментогенеза отличаются: в зависимости от сезонов года и метеорологических условий, геологического строения территорий, расположения городов в разных природно-климатических и промышленных зонах.

Целью работы является разработка методологической базы для изучения современных поверхностных антропогенных отложений на урбанизированных территориях в рамках реализуемого проекта Российского научного фонда «Исследование геохимической трансформации урбанизированных ландшафтов в контексте современных седиментационных процессов». Современное осадконакопление в урбанизированной среде происходит непрерывно и обусловлено нарушениями в планировке ландшафта, уборкой территорий, нарушением стока атмосферных осадков, наличием понижений микрорельефа на территориях кварталов, эрозией почв и грунтов, выпадениями из атмосферы. Сезонность и метеорологические условия также влияют на образование пыли [4]. Учет этих факторов, как и объема седиментационного материала, представленного в основном пылью и мелкими частицами различного происхождения, на территории города представляет комплексную задачу.

Основной объект исследования – поверхностная фация современных антропогенных отложений на территории города, отложения пониженных участков микрорельефа (иными словами, поверхностный грязевой осадок, отложения в лужах). Отложения представляют самую верхнюю часть современных отложений городских территорий, осадок верхней части геологического разреза, участвуют в долгосрочных процессах миграции и накопления загрязнения; также их можно охарактеризовать как геохимический барьер.

Эколого-геохимические исследования на основе опробования отложений проводятся в городах: Екатеринбург, Нижний Новгород, Ростов-на-Дону, Тюмень, Мурманск и Челябинск. Комплекс методов исследований включает:

- отбор проб современных отложений на территории города по двум схемам с учетом сезонности (детальное обследование жилых кварталов города с целью определения механизмов образования и накопления осадка и поллютантов, вторая схема – изучение формирования геохимических условий урбанизированной территории на основе исследования отложений на территории города);

- ландшафтное описание кварталов с описанием условий образования поверхностного осадка;
- гранулометрический анализ отобранных проб,
- элементный анализ проб и гранулометрических навесок с определением валовых концентраций металлов (Al, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cr, Sb, Sn и др.) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой;
- минеральный анализ гранулометрических навесок методами рентгенофазового и термического анализов, а также исследование отдельных техногенных частиц методом сканирующей электронной микроскопии в центре коллективного пользования «Геоаналитик» в Институте геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН;
- оценка геохимического фона и изменения содержания элементов в отложениях на основе концепции геохимических базовых концентраций [5-7];
- оценка запасов отложений на территории города;
- оценка загрязнения городских территорий.

В настоящий момент получены данные о формировании отложений на территориях городов: Екатеринбург, Нижний Новгород и Ростов-на-Дону:

- гранулометрический состав отложений,
- типоморфная и антропогенная геохимические ассоциации элементов,
- распределение типоморфных элементов по минеральным ассоциациям,
- распределение металлов и минералов по гранулометрическим фракциям,
- выявлен основной механизм переноса поллютантов в отложения,
- восстановлен геохимический фон антропогенных элементов,
- определены источники поллютантов и отложений на территориях городов.

Получены данные о формировании современных отложений на территории г. Екатеринбурга с учетом сезонности и метеорологических условий в течение года. Проведена оценка накопления современных поверхностных отложений в г. Екатеринбурге проведена оценка вклада различных источников в загрязнение отложений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-10024).

ЛИТЕРАТУРА

1. Развитие городских агломераций: аналитический обзор. Министерство регионального развития Российской Федерации. – ОАО «Гипрогор». <https://drive.google.com/file/d/0B7GEA-M58qzPODFYLTdjOFIJNEk/view>
2. Касимов Н.С. Экогеохимия городских ландшафтов / Н.С. Касимов. – М.: Изд-во Моск. гос. у-та, 1995. – 327 с.
3. Экология города / под ред. Н.С. Касимова. – М.: Научный мир, 2004. – 624 с.
4. Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Саэт, Б.А. Ревич, Е.П. Янин. – М.: Недра, 1990. – 335 с.
5. Seleznev A.A. Method for reconstructing the initial baseline relationship between potentially harmful element and conservative element concentrations in urban puddle sediment / A.A. Seleznev, I.V. Yarmoshenko, A.P. Sergeev // *Geoderma*. – 2018. – V. 326. – P. 1-8.
6. Guillén M.T. Environmental geochemical mapping of Huelva municipality soils (SW Spain) as a tool to determine background and baseline values / M.T. Guillén, J. Delgado, S. Albanese, J.M. Nieto, A. Lima, B. De Vivo // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2011. – V. 109. – No 1-3. – P. 59-69.
7. Salminen R. Considerations regarding the definition of a geochemical baseline of elements in the surficial materials in areas differing in basic geology / R. Salminen, V. Gregorauskiene // *Applied Geochemistry*. – 2000. – V. 15. – No 5. – P. 647-653.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТЫВЫ

Н.В. Сенников^{1,2}, О.Т. Обут^{1,2}

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

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

В Центральной Тыве ордовикские отложения занимают значительные площади. Они представлены шемушдагской серией (дагыршемийская, аянгатинская и адырташская свиты) и низами чергакской серии (нижняя подсвита алавелькской свиты) [1-4]. Весь ордовикский разрез характеризуется набором терригенных пород с преобладанием псаммитов (чаще всего песчаников, реже алевролитов). Псефиты (конгломераты и гравелиты) встречаются достаточно широко, а пелиты (аргиллиты) значительно реже. Карбонатные типы пород (известняки и известковистые аргиллиты) наблюдаются редко, в виде маломощных, невыдержанных по простиранию прослоев или линз только в верхней части разреза в нижнеалавелькской подсвите. Шемушдагская серия слагается красноцветно-пестроцветными, реже серо-цветными осадочными образованиями, а низы чергакской серии - сероцветными породами.

В дагыршемийской свите (флойский и дапинский ярусы) известны только ихнофоссилии и гастроподоподобные остатки [1, 3-7]; в аянгатинской (дарривильский ярус) - трилобиты, брахиоподы, мшанки, гастроподоподобные остатки, ихнофоссилии [2]; в адырташской свите (сандбийский ярус и первая половина катийского яруса) - наутилоидеи, криноидеи, гастроподо- и лингулоподобные организмы; в нижнеалавелькской подсвите (вторая половина катийского яруса и хирнантский ярус) - брахиоподы, наутилоидеи, криноидеи, мшанки, табуляты, конодонты, ихнофоссилии [3].

Для ордовикских фаунистических сообществ Центральной Тывы характерны: 1) низкая численность и скудность таксономического разнообразия, 2) общая монотонность сообществ (малое число групп), 3) скудность пелагических групп и рифостроителей, 4) доминирование монотаксонных сообществ (1-3 таксона). Это позволяло считать тувинский морской бассейн «полузамкнутым с затрудненным и временами прекращавшимся сообщением с открытыми морями» [1].

В последние годы в разрезах шемушдагской серии ордовика Тывы авторами настоящего сообщения обнаружены следующие прямые признаки-указатели приливно-отливных обстановок седиментации: 1) песчаные промоины-каналы, 2) линзовидные (выпуклостью вверх) формы баровых песчаных тел, 3) сдвоенные глинистые слойки, 4) сигмоидальные глинистые слойки, 5) симметричная волновая рябь, 6) трещины усыхания. Также найдены и признаки-указатели дельтовых (полуаквальных - semi-aquatic) обстановок седиментации: 1) наличие несогласий; 2) резкие изменения мощности отложений пачек и свит (дагыршемийская свита от 100 до 900 м, аянгатинская свита от 600 до 1400 м, адырташская свита от 800 до 2800 м); 3) красноцветность осадочных образований; 4) сезонная ритмика песчаных и глинистых слоев; 5) интракласты - следы размыва и разрушения слоев с образованием плоских алевритовых галек, как показатель условий образования базальных слоёв аллювиальных образований, при смене положения русел рек (в том числе маркер основания дельтовых отложений современных рек); 6) следы кристаллов льда на песчаных поверхностях; 7) следы капель дождя на песчаных поверхностях; 8) присутствие разно-размерной, до грубой, терригенной кластики, не редко слабой окатанности; 9) глубокие трещины усыхания, с образованием

«подвернутых» при усыхании корочек; 10) следы промоин в виде карманов, заполненные грубым кластическим терригенным материалом.

В нижнеалавелькской подсвете чергакской серии (вторая половина катия и хирнант) перечисленных выше литологических признаков приливно-отливных и дельтовых обстановок седиментации не зафиксировано. Она складывается типичными шельфовыми карбонатными и карбонатно-терригенными образованиями.

В настоящее время можно полагать, что в Центральной Тыве в ордовикское время (флюиан, дапингиан, дарривилиан, сандбиан, первая половина катияна) доминировали фациальные обстановки береговых равнин характеризующиеся: 1) значительным распространением плоскостного сноса континентальных образований; 2) широким развитием дельтовых отложений; 3) крупно-масштабными (по площади) приливами и отливами; 4) волнами и волновыми течениями; 5) проявлением золотого переноса. Перечисленные факторы процесса седиментации в ордовикском бассейне Тывы определяли спорадичность находок морской фауны, локальность линзовидных фоссилийносных слоёв, скудность таксономического разнообразия различных групп фауны, присутствие эвригалинных групп организмов.

Дагыршемийская, аянгатинская и адырташская свиты, составляющие шемушдагскую серию, отвечают трем седиментационным циклам. Каждый из циклов начинается с речных и (или) дельтовых отложений и заканчивается приливно-отливными образованиями (реже нормально морскими).

В Центрально-тувинском палеобассейне седиментации на протяжении всего ордовика прослеживается общая динамика его развития - от речных к дельтовым, далее к прибрежным, приливно-отливным и затем к морским обстановкам осадконакопления.

Работа проведена в соответствии с запланированной заявкой на грант РФФИ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимирская Е.В. Палеогеография Алтае-Саянской области в ордовике и силуре / Е.В. Владимирская // Записки Ленинградского горного института. – 1967. – Т. 53. – С. 9-24.
2. Задорожная Н.М. Стратиграфия ордовикских отложений юго-западной оконечности Кортушубинского хребта / Н.М. Задорожная // Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Труды ВСЕГЕИ. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ. Нов. Сер. – 1961. – Т. 58. – С. 43-48.
3. Сенников В.М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике / В.М. Сенников. – Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1977. – 135 с.
4. Сенников Н.В. Фациальная приуроченность, топонимическая и этологическая характеристики ихнофоссилий дагыршемийской свиты среднего ордовика Тывы / Н.В. Сенников // Фундаментальная и прикладная палеонтология: материалы LXIV сессии Палеонтологического общества. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. – С. 111-113.
5. Сенников Н.В. Лито- и ихнофаии дагыршемийской свиты раннего-среднего ордовика Тывы // Труды Палеонтологического общества / Н.В. Сенников. – М.: Изд-во ПИН РАН, 2019. – Т. II. – С. 133-145.
6. Сенников Н.В. Экосистемы ордовикского бассейна Центральной Тывы / Н.В. Сенников, О.Т. Обут // Материалы V Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле» (12-16 ноября 2018г.). – Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2018. – С. 117-119.
7. Sennikov N.V. Lower Ordovician paleogeographical environments and Ichnofossils from Dagyr-Shemi Formation (Tuva region, Siberia, Russia) / N.V. Sennikov // International Symposium «Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events» (IGCP 503 Project). – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS «Geo» Branch, 2006. – P. 53-54.

РОЛЬ ВЕДУЩИХ ФОРМАЦИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА В ФОРМИРОВАНИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Е.Ю. Сидорова, Л.М. Ситдикова, В.Г. Изотов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

На территории Волго-Уральской антеклизы и, в частности, в пределах ее крупных тектонических структур – Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов глубоким и разведочным бурением установлено развитие коры выветривания по породам кристаллического фундамента, залегающей под отложениями осадочного чехла и в соответствии с их возрастом выделяют: доавалинские, доэйфельские, доживетские и дофранские коры выветривания. По морфологическим признакам данная кора выветривания делится на следующие типы: площадной, линейно-трещинный и трещинно-площадной [1, 2]. В пределах исследуемого региона наиболее развиты площадные коры выветривания с зональным строением профиля выветривания состоящего из нескольких зон (снизу вверх): дезинтеграции, цементации, гидратации и выщелачивания, окисления, вторичной гидратации. Мощность площадных кор выветривания изменяется от нескольких метров до 20-25 м, при этом наибольшие значения характерны для периферийных частей сводов фундамента. Линейно-трещинные коры выветривания характеризуются значительным повышением мощности (до 50 м и более), имеют ограниченное распространение и фиксируются в зонах разломов фундамента.

Вещественный состав коры выветривания и особенности развития тонкодисперсных и глинистых минералов в процессе гипергенеза по различным площадям фундамента изменчивы и связаны в значительной степени с минералогическими особенностями исходных пород кристаллического фундамента [3], представленных метаморфическими и в меньшей мере магматическими комплексами.

Глинистая компонента изученных кор выветривания представлена в различных сочетаниях и соотношениях преимущественно хлоритом, иллитом, иллит-сметитом и каолинитом. В большинстве изученных профилей выветривания каолинит преобладает в составе ассоциаций глинистых минералов и как конечный продукт эволюции глинистой компоненты составляет наиболее измененные верхние зоны профиля. Хлорит развит в подчиненном количестве, за исключением отдельных профилей выветривания по магматическим породам. Значительное содержание в составе магматических и метаморфических пород темноцветных минералов – пироксенов, оливинов, амфиболов определяет формирование ассоциаций с преобладанием смешанослойной фазы иллит-сметит с различным содержанием смектитовых межслоев при уменьшении количества каолинита. Формирование иллита связано с гипергенным изменением биотита, в отдельных случаях иллит играет значительную роль в составе глинистых ассоциаций.

В пределах Чистопольской площади (западный склон Южно-Татарского свода) в интервале глубин 1860,3-1868,7 м породы фундамента представлены чередованием амфиболитов и биотит-пироксеновых гнейсов мафит-кремнекислой формации метаморфического комплекса [4]. Представленный профиль выветривания относится к неполному остаточному типу площадной коры выветривания. Ведущими породообразующими минералами исходных пород биотит-пироксеновых гнейсов, по которым выделяется зона дезинтеграции, являются кварц, плагиоклаз, пироксен (гиперстен), биотит и калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин). Выше по разрезу скважины биотит-пироксеновые гнейсы переходят в

интенсивно выветрелые амфиболиты зон цементации и гидратации-выщелачивания. Основная масса породы серицитизирована и каолинитизирована, выделяются псевдоморфозы кальцита, халцедона, хлорита и гидрохлорита, развивающиеся по зернам роговой обманки и плагиоклазов, процесс образования псевдоморфоз сопровождается выделением окислов и гидроокислов железа. Вещественный состав тонкодисперсных и глинистых минералов данного профиля выветривания характеризуется развитием двух ассоциаций глинистых минералов: иллит-каолинитовой и каолинитовой. Каолинит является основным компонентом глинистого вещества пород, содержание иллита и хлорита редуцировано. Количественное содержание каолинита увеличивается вверх по профилю выветривания начиная с нижних зон, что связано с процессами интенсивного выветривания плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, которые преобладают в составе исходных пород. В целом, вверх по профилю происходит смена иллит-каолинитовой ассоциации на каолинитовую ассоциацию.

На территории Акташской площади (центральная часть Южно-Татарского свода) в интервале глубин 1734,0-1740,5 м распространены гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы глиноземисто-высокоглиноземистой формации метаморфического комплекса [4], профиль выветривания относится к сокращенному остаточному типу площадного типа с выделением зон дезинтеграции и гидратации-выщелачивания. Минеральный состав гнейсов представлен кварцем, плагиоклазами, биотитом, гранатом, силлиманитом, кордиеритом, калиевыми полевыми шпатами, из аксессуарных минералов установлены единичные зерна апатита. Глинистое вещество данной коры выветривания характеризуется другими типами ассоциаций глинистых минералов: иллит-смешанослойная-каолинитовая и иллит-каолинитовая ассоциации. Доминирующим компонентом в составе глинистого вещества профиля коры выветривания также является каолинит. При этом с повышением степени выветрелости пород происходит переход иллит-смешанослойной-каолинитовой ассоциации в иллит-каолинитовую ассоциацию.

Установлена однотипная направленность процессов выветривания по породам различных метаморфических формаций. Это приводит к схожему конечному продукту выветривания и нивелированию состава исходных пород. Конечным продуктом выветривания для пород Южно-Татарского свода является каолинит, исключая случаи, когда на корообразовательные процессы накладываются более поздние низкотемпературные гидротермальные процессы, формирующие инверсию профиля выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лапинская Т.А. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение / Т.А. Лапинская, Е.Г. Журавлев. – М.: Недра, 1967. – 174 с.
2. Ситдилов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР / Б.С. Ситдилов. – Казань: Изд-во КГУ, 1968. – 436 с.
3. Ситдикова Л.М. Минералого-петрографические особенности коровой формации фундамента Южно-Татарского свода / Л.М. Ситдикова, Е.Ю. Сидорова // Геопесурсы. – 2011. – № 1(37). – С. 13-15.
4. Sidorova E. The major types of the weathering crust of the Eastern Russian plate and its mineralogical and geochemical features / E. Sidorova, L. Sitdikova, V. Izotov // Procedia Earth and Planetary Science. – 2015. – V. 15. – P. 573–578.

ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПО ЯМР РЕЛАКСАЦИИ В НИЗКИХ ПОЛЯХ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Л.М. Ситдикова, Н.М. Хасанова, Е.В. Бондарев, Б.В. Сахаров, В.Я. Волков

Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия

Проблема изучения нетрадиционных коллекторов УВ является актуальной (породы доманика РТ, баженовская свита Западной Сибири, формирование которой происходило в течение волжского и начале берриаского веков в глубоководном эпиконтинентальном Западно-Сибирском море). Объект исследования - породы баженовской свиты. Использовался комплекс методов: оптические методы, РФА-анализ, ЭПР, РЭМ, протонная магнитная релаксация в низких полях. Выделяется два типа разреза баженовской свиты: «нормальный» и «аномальный». Породы «нормального» разреза сложены черными, плотными аргиллитами, «аномальный» разрез представлен переслаиванием песчаников с аргиллитом, ачимовская толща - кварц-полевошпатовые песчаники.

Особое внимание уделялось изучению особенностей органического вещества пород баженовской свиты «аномального» бажена. Распределение органического вещества от рассеянной, вкрапленной форм, до содержаний в виде крупных скоплений, линзовидных выделений с остатками обломков детритов. По результатам РЭМ-исследований установлено, что породы свиты, обладают микропористостью, отличающейся как по размеру, так и по форме. В более глубоких интервалах развиты войлочные формы иллита, выполняющих пустотное пространство, но поры при этом остаются проницаемыми. В пустотном пространстве с глинистыми минералами ассоциируют фрамбоиды пирита, а в тонкодисперсном виде распространены по всему объему породы.

Создание надежных методов не инвазивного изучения сланцевых пород, как единого целого, органических и минеральных частей вещества, а также жидкостей в поровом пространстве является востребованной, как с экспериментальной, так и с теоретической точки зрения. Комбинированная методика протонной релаксации ЯМР в низком поле ранее была применена для количественного определения компонентов фазового состояния сырой нефти SARA-ЯМР [1]. Данная методика применена к изучению фазового состояния ОБ пород «аномального» бажена отдельно для: светлой (песчаной) и черной (глинистой) частей образца без нарушения структуры вещества, без растворителей (табл. 1). По аналогии ЯМР асфальтенов [1] Aos обозначена интенсивность быстроспадающей твердофазной компоненты с гауссовой T2sc и экспоненциальной T2sam временами релаксации. Экспоненциальная компонента характеризуется ρ коэффициентом аморфной доли отличной от гауссовой «кристаллической», жестко организованной структуры.

Количество молекул двух жидкофазных компонент, обозначенные Aoi и Aoi_{exp}, отличаются по длительности времени релаксации - длинной T2l (мсек) и средней T2lexp (мксек). При калибровке ЯМР сигнала на мг воды величина полной амплитуды сигнала ССИ определяет протонное содержание или протонный индекс HI, мгН/г в ОБ. В качестве пилотного эксперимента оценили фазовое состояние ОБ в породах после холодной экстракции хлороформом УВ (табл.1). Цвет экстракта был бледно желтого цвета, что соответствовало легким фракциям нефти. Первое изменение в фазовом состоянии ОБ отмечено уменьшением водородного индекса HI и Aos - процентного содержания твердой фазы в светлой и черной частей образцов «аномального» бажена. Сохранение высокой доли твердофазной компоненты характеризует как высокую долю нерастворимой части ОБ в образцах. Второе

изменение касается компонент жидкой фазы и имеет разноплановый характер. Наши результаты подтверждают мнение о том, что кероген и асфальтены содержат сходные композиционные макромолекулярные структуры.

Таблица 1

Результаты типизации релаксации ОВ по спаду свободной индукции (ССИ) в исходной породе и после экстракции УВ хлороформом

Обр. аном. бажен	Liquid Phases				Solid Phases				HI
	Aol, %	T2l, ms	Aolexp %	T2lexp, mks	Aos, %	T2sc, mks	fam	T2sam mks	ССИ
светл. часть до экстр.	1,41	4,93	19,65	116,56	78,94	29,32	0,87	24,64	2,31
черн. часть до экстр.	0,16	1091,5	3,77	92,68	96,07	15,33	0,26	22,07	24,42
Extr_светл.	2,85	26,37	23,43	112,50	73,72	33,15	0,45	36,05	1,56
Extr_черн.	5,27	557,3	0,17	50,00	94,56	16,17	0,19	24,19	19,23

В качестве альтернативного метода, не нарушающего структуру вещества, был использован метод ЭПР, включающий термохимическое воздействие на породу для установления типа органического вещества и особенностей его распределения (табл. 2). Согласно этим результатам количество свободного органического радикала у пород черной части «аномального» бажена на порядок выше, чем у светлой части этих пород, что коррелирует с данными по водородному индексу HI (табл.1). Высокие значения свободного органического радикала указывают на повышенное содержание органического вещества в породе. С целью определения возможного УВ-потенциала пород «аномального» бажена были проведены исследования процесса пиролиза органического вещества и установлено, что при температуре 350°C происходит образование новых свободных УВ-радикалов, свидетельствующее о том, что породы свиты в природных условиях не в полной мере реализовали свой УВ-потенциал.

Таблица 2

ЭПР свободного радикала исходного обр. и после экстракции и пиролиза 350°C (отн. ед. на гр. породы)

Обр. пород «аномального» бажена	23° С	350° С	Экстрагируемые УВ
3-2 светлая часть обр. (исходный обр.)	401,09	206,55	
3 черная часть (исходный обр.)	4225,32	4832,46	
extr#3-2 светл. часть обр. (экстрагир.)	173,14		1310,95
extr#3 черная часть обр. (экстрагир.)	4468,48		1386,87

Результаты исследований свидетельствуют, что отложения баженовской свиты не только содержат большое количество готовых трудноизвлекаемых углеводородов, но и имеют дополнительный генерационный потенциал. Добыча УВ ведется только с «аномального» разреза бажена за счёт клиноформенных комплексов ачимовской толщи. Рентабельное извлечение углеводородов с «нормального» разреза требует более детального изучения и применения новых технологий разработки и добычи углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков В.Я. Анализ компонентного состава и свойств тяжёлых нефтей in situ методом ЯМР релаксации в низких магнитных полях / В.Я. Волков, Б.В. Сахаров, Н.М. Хасанова, Д.К. Нургалиев // Георесурсы. – 2018. – Т. 20. – № 4. – Ч. 1. – С. 308-323.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОРОД ПЛАТФОРМЕННОГО БАШКОРТОСТАНА ПО ЯМР В НИЗКОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Л.М. Ситдикова¹, Н.М. Хасанова¹, Е.С. Корепанов¹, Б.В. Сахаров¹, В.Я. Волков¹,
Е.В. Лозин²

¹Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия

²ООО «БашНИПИнефть», Уфа, Россия

Промышленная углеводородность рифей-вендского осадочного чехла Башкортостана, локализованного в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, известна лишь в виде мелких скоплений тяжелой, дегазированной нефти. Перспективы углеводородности связаны с верхними зонами подэтажей верхнего докембрия. Ранее [1] в образце № 3 нижнего рифея верха калтасинской свиты был обнаружен не только сигнал ЭПР УВ битумного ряда (ширина линии 0,09 мТл) наложенный на широкую линию сигнала ЭПР РОВ, но и линии ЭПР вмещающей породы: примесных иона марганца и ион-радикалов SO_2^- , SO_3^- и PO_2 в структуре кальцита. Результаты ЭПР данного образца согласуются с результатами макро- структурно-текстурная характеристик под микроскопом шлифа и электронной микроскопии. Пиролиз 350°C в водородной атмосфере в течение 30 минут выявил способность генерировать молекулы УВ нефтяного ряда, маркером которого стал сигнал ЭПР нового радикала C_{350} с характерной шириной линии 0,6 мТл для нефтяных молекул за счет увеличения числа ядер протонов ($I=1/2$, 100%) в окружении органического углерода.

Количественная оценка петрофизических свойств пород содержащих ОВ битумного и нефтяного ряда невозможна без количественной характеристики свойств ОВ и создания методик его определения непосредственно в породе не инвазивными методами. Первым шагом на этом пути было применение ЯМР в низком поле метода для породы аналогично как для анализа САРА компонент тяжелых нефтей [2]. Измерения были выполнены на ЯМР релаксометре «Хроматек-Протон 20М», работающем на частоте 20 МГц, с использованием специально созданной программы управления и обработки экспериментальных данных. Метод позволил измерять амплитуды сигналов ЯМР и времена релаксации T_2 протонов всех компонентов ОВ в твердом, жидком и газообразном состоянии. Вторым шагом было проведение эксперимента по пиролизу непосредственно в пробирке с исследуемой породой в течение 5 часов для последующего ЯМР измерения.

Известно, что содержание органического вещества и нефтенасыщенность сланцевых пород, оцененные даже качественным методом ЯМР T_1 - T_2 карт, хорошо согласуются с экспериментами по пиролизу и дистилляции, что демонстрирует надежность метода ЯМР T_1 - T_2 картирования для каждого водородсодержащего компонента в континентальный сланец [3].

Полученные результаты (рисунок) свидетельствуют, что две экспериментальные кривые ССИ близки на быстроспадающем участке и отличаются на медленно спадающем участке. По форме релаксационных кривых наблюдаются компоненты с различными скоростями или временами релаксации. Для полного описания формы этого сигнала наиболее адекватной оказалась модель, состоящая из гауссовой и экспоненциальной функций. Такая модель обычно представляется как сумма математических функций описывающих релаксацию каждой из компонент спада (таблица), где A_{OS} , A_{OLM} и A_{OLL} (%) обозначены интенсивности быстроспадающего (твердофазного в ЯМР смысле) и медленно спадающего (жидкофазного) компонентов, соответственно; времена релаксации (мкс) - T_{2LM} и

T_{2LL} жидкофазной компоненты, а T_{2sc} и T_{2sam} времена релаксации гауссовой и экспоненциальной составляющей твердофазного спада, причем коэффициент f_{am} характеризует долю аморфной фазы. Полная истинная интенсивность сигнала СИ A_0 есть ни что иное как сумма жидкой фазы $A_{0L} = A_{0LM} + A_{0LL}$ и твердой фазы A_{0S} , с учетом калибровки прибора на 1мг воды соответствует протонному содержанию или протонному индексу HI (мгН/ г).

Таблица

Фитинг компонент сигнала СИИ для каждого спада в исходной породе и после пиролиза 350°C

	Solid Phases (Gauss+Exp)				Liquid Phases (Middle and Long)				A0
	A_{0S}	T_{2sc}	f_{am}	T_{2sam}	A_{0LM}	T_{2LM}	A_{0LL}	T_{2LL}	HI
№1-3	64,01	20,16	0,39	60,97	35,18	541,23	0,81	1000	0,52
350 °C	39,64	17,72	0,90	36,13	4,76	363,02	55,6	20000	0,42

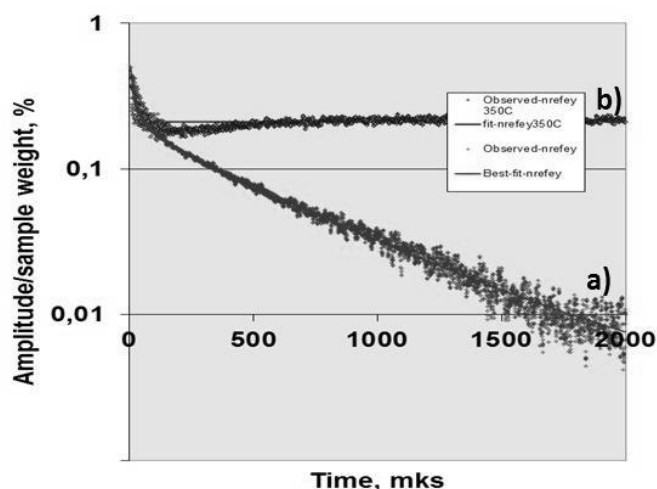


Рисунок. Экспериментальный спад сигнала свободной индукции (ССИ) ОВ: а) в исходной породе, б) после пиролиза при 350°C в водородной атмосфере в течение 5 часов. Полулогарифмический масштаб

Значение протонного индекса HI = 0,52 исходной пробы согласуется с малой величиной атомов водорода равного 0,84 в породе и, соответственно малой шириной линии (0,09 мТл) сигнала ЭПР битума. Образование битума сопровождается карбонизацией УВ молекул (потерей атомов водорода), скорость которой зависит от времени и внешних условий. Количество твердофазной компоненты 64,01% в исходной пробе сопоставимо с значением 39,64 % после пиролиза (350°C; 5 часов) и характеризует РОВ как нефтематеринское органическое вещество. Контролем этого предположения является уменьшение ширины линии ЭПР радикала C_{350} при увеличении времени пиролиза от 0,6 мТл нефтяной молекулы (30 минут) до 0,12 мТл битумной молекулы (5 часов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Sitdikova L.M. Mineral-geochemical features and type of organic matter of the lower- riphean deposits of the Eastern-Askinskaya area of the republic of Bashkortostan / L.M. Sitdikova, N.M. Khasanova, E.S. Korepanov, E.V. Lozin // 18 SGEM conference proceedings. – 2018. – V. 18. – Is. 1.1. – P. 245-252.
2. Волков В.Я. Анализ компонентного состава и свойств тяжёлых нефтей in situ методом ЯМР релаксации в низких магнитных полях / В.Я. Волков, Б.В. Сахаров, Н.М. Хасанова, Д.К. Нурғалиев // Георесурсы. – 2018. – Т. 20. – № 4. – Ч. 1. – С. 308-323.
3. Jinbu Li. Nuclear Magnetic Resonance T1-T2 Map Division Method for Hydrogen-Bearing Components in Continental Shale / Jinbu Li, Wenbiao Huang, Shuangfang Lu, Min Wang, Guohui Chen, Weichao Tian and Zhiqiang Guo // Energy Fuels. – 2018. – V. 32. – P. 9043-9054.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕПЕРМСКОЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю.В. Смирнов

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

Нора-Сухотинский террейн в российской геологической литературе рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. По существующим представлениям он разделяет Аргунский и Бурей-Цзямусинский континентальные массивы и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона, карбона и перми [2, 3]. Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами. Вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Нора-Сухотинского террейна практически полностью перекрыты кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины, что создает огромные трудности для их изучения. Кроме того, это привело к тому, что в пределах различных участков (фрагментов) рассматриваемого террейна стратифицированные подразделения выделяются в качестве самостоятельных свит и их корреляция весьма условна. С большой долей условности в составе Нора-Сухотинского террейна можно выделить (с северо-востока на юго-запад) Сюкдулкинский, Зей-Селемджинский и Приамурский фрагменты.

В статье представлены результаты исследования метатерригенных отложений нижнепермской береинской свиты, расположенной в пределах Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Отложения береинской свиты впервые были выделены на левобережье р. Амур в бассейнах рек Берея, Белая и Громотуха в 1957-1959 гг. Г.П. Леоновым и Е.М. Сергеевым [1]. Свита представлена глинистыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников и вулканитов среднего и основного состава. В основании разрезов отмечаются пачки конгломератов с прослоями гравелитов. Глинистые сланцы на контакте с гранитоидами характеризуются ороговикованием и появлением «пятнистой» текстуры. Возраст береинской свиты определен на основании собранных растительных остатков *Annularia(?) planifolia* Radcz., *Zamiopteris burduclensis* Schved., *Tychopteris* sp., «*Noeggerathiopsis*» *vittaeifolia* Radcz., как нижнепермский. Мощность свиты 900-1000 м.

Метапесчаники береинской свиты серого цвета с бластопсаммитовой мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал (0.10-0.40 мм) полуугловатой, полуокатанной форм и представлен кварцем (до 25%), полевыми шпатами (до 20%), чешуйками мусковита (до 5%) и хлорита (единичные чешуйки), микрокварцитами (единичные зерна). Цемент базальный слюдисто-кремнистого состава. Аксессуары: циркон, апатит, магнетит, ильменит, гидроокислы железа.

Метаалевропесчаники серого и темно-серого цвета. Структура бластоалевропсаммитовая (0.05-0.20 мм), текстура массивная. Обломочный материал полуугловатой и полуокатанной форм: полевые шпаты (20-30%), кварц (15-25%), микрокварцит (единичные зерна). Среди слюд присутствует мусковит (5-10%), биотит (до 5%), хлорит (до 5%). Цемент базальный слюдисто-кремнистый.

Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, гранат, гидроокислы железа.

Суммарная концентрация редкоземельных элементов в отложениях береинской свиты находится в пределах 111-178 мкг/г при умеренно дифференцированном спектре РЗЭ ($[La/Yb]_n=9.85-16.24$; $[Gd/Yb]_n=1.78-2.61$) и отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.57-0.69$). Метапесчаники и метаалевропесчаники характеризуются верхнекоровыми содержаниями большинства микроэлементов при дефиците Nb (10-15 мкг/г), Ta (0.52-0.92 мкг/г), Sr (193-338 мкг/г), Y (9-12 мкг/г), Yb (1.34-1.70 мкг/г), что, вероятно, связано с вторичными преобразованиями пород.

Для реконструкции палеотектонической обстановки накопления метатерригенных отложений береинской свиты использовались наиболее известные и апробированные диаграммы. Так на диаграммах $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ и $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ [4] исследуемые породы отвечают полям осадков, накопление которых происходило в обстановках континентальных и океанических островных дуг. На диаграммах Th-La, Co-Th-Zr/10, Th-La-Sc, Sc-Th-Zr/10 [5] фигуративные точки составов метатерригенных отложений береинской свиты также лежат преимущественно в поле осадков континентальной (энсиалической) островной дуги. Однако, учитывая присутствие в составе свиты растительных остатков [1], то магматическую и тектоническую активность пород береинской свиты, выразившуюся в геохимическом составе, можно объяснить коллизионными процессами. Таким образом, метатерригенные породы береинской свиты и выявленные ранее раннепермские щелочные граниты (292 $\pm$ 2 млн лет [6]), по-видимому, отвечают коллизионному этапу развития Нора-Сухотинского террейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н., Мялик А.В., Шадрин Н.И., Азарова И.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. Вольского А.С. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
2. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: ХГГГП, 1994.
3. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Книга 1 / А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones / M.R. Bhatia // J. Geol. – 1983. – V. 91. – No 6. – P. 611–627.
5. Bhatia M.R. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / Bhatia M.R., Crook K.A.W. // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.
6. Wu F.Y. A-type granites in north-eastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis / F.Y. Wu, D.Y. Sun, H.M. Li, B.M. Jahn, S. Wilde // Chem. Geol. – 2002. – V. 187. – Is. 1–2. – P. 143–173.

ТИТАНОНОСНОСТЬ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШЕСЫНИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

М.Ю. Сокерин¹, В.А. Салдин¹, И.И. Голубева¹, Н.В. Сокерина¹, Э.А. Королев²

¹Институт геологии Коми НЦ Ур РАН, Сыктывкар

² Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия

Первое проявления ильменита (до 30 % от объёма штуфной пробы) в слаболитифицированных песчаниках триасового возраста на юге Большесынинской впадины в бассейне р. Бол. Сыня было выявлено геолого-съёмочной партией Б. В. Грибанова в 1957 г. В 1961 г. в нижнетриасовых песчаниках на правобережье р. Печоры в районе дер. Бызовой И. С. Муравьевым в ходе геолого-съёмочных работ была найдено россыпепроявление с содержанием ильменита до 320 кг/м³ и циркона до 20 кг/м³. Проведенные Б. И. Костюшко в 1963—1964 годах по результатам съёмки поисковые работы на этом участке подтвердили титаноносность этих образований. В 2013—2014 гг. в бассейне р. Бол. Сыня в ходе работ в рамках ГДП-200 листа Q-40-XXIX на основе результатов анализа данных предшественников было проведено изучение триасовых пород с целью определения их потенциальной титаноносности, в ходе которого выявлено 8 пунктов минерализации с высоким содержанием ильменита.

Район исследований расположен в южной части Большесынинской впадины в поле развития триасовых пород, сложенных песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами. Песчаники, составляющие не менее 80 % всего триасового разреза, представлены слаболитифицированными, рассыпающимися в руках мелко-среднезернистыми литокластовыми граувакками со слабоокатанными и несортированными обломками с преимущественно пленочно-поровым гидрогётитовым и гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Доля относительно прочных песчаников с кальцит-сидеритовым цементом не превышает 10 % изученного разреза. Отложения образованы в аллювиально-пролювиальных, озерных условиях в пределах широкой аллювиальной равнины [1]. В формационном отношении породы относятся к верхней части мощной пермотриасовой континентальной молассы, сформированной в условиях компенсированного прогиба в результате разрушения Палеоуральского орогена.

Мощность титаноносных слоев с содержанием ильменита более 30 кг/м³ по данным бороздового опробования составляет 1-4 м. Продуктивная минерализация концентрируется в виде мелких сантиметровых струй, линзочек, тонких слойков и прослоек. Основными минералами тяжелой фракции являются эпидот, ильменит, магнетит, амфибол. Доля циркона не превышает первых процентов.

Основными минералами-концентраторами титана являются ильменит, манганийменит, титаномагнетит, титанит, агрегаты лейкоксена, рутил, пирофанит. Суммарная доля титанита и рутила по отношению к количеству ильменита не превышает 5 об. %. Содержание TiO₂ в титаномагнетите — не более 5 мас. %.

Ильменит представлен угловатыми изометричными обломками размером до 0.5 мм, не менее 70 % составляет фракция менее 0.05 мм. Вторичным изменениям минерал практически не подвергся, исключая редкие случаи лейкоксенизации. Содержание TiO₂ в ильмените изменяется в пределах от 41.88 до 59.14 мас. %, составляя в среднем 47.5 мас. %. Отмечается постоянная примесь Mn (4.5 мас. % MnO в среднем, исключая пирофанит). Исследования типоморфных свойств ильменита и ассоциирующих с ним минералов показали, что наиболее вероятными его первичными источниками являлись эпидот-амфиболовые сланцы или

эпидотсодержащие амфиболиты, образованные по базитовому субстрату. Современными аналогами таких пород являются ильменитсодержащие кристаллические сланцы, известные в составе Неркаюского комплекса Приполярного Урала [2]. Изложенная информация позволяет отнести изученные объекты к группе существенно ильменитовых россыпей ближнего сноса.

Валовые содержания ильменита рассчитывались по стандартной методике нормативного минерального пересчета результатов химических анализов точечных и бороздовых проб. Распределение ильменита в пределах опробованных интервалов разреза относительно равномерное, что подтверждается небольшими значениями коэффициента вариации его содержаний (таблица).

Таблица

Расчетное содержание ильменита в триасовых породах юга Большесынинской впадины (в кг/м³)

Свита, возраст	Количество проб	Интервал содержаний	Среднее содержание	Коэффициент вариации, %
Устьберёзовская, Т ₁ (р. Печора)	43	16—57	32	23
Бызовская Т ₁ (р. Печора)	255	16—379	40	94
Бызовская Т ₁ (р. Бол. Сыня)	11	23—72	37	40
Керъямаёльская, краснокаменная Т ₂ (р. Бол. Сыня)	12	19—38	31	23
Сынинская Т ₂ (р. Бол. Сыня)	30	8—102	29	66

Среднее расчетное содержание ильменита в изученных интервалах разреза превышает бортовое содержание большинства известных титан-циркониевых россыпных месторождений. Это позволило выделить в границах Сынинской площади Большесынинский титанороссыпной потенциальный узел. Апробированные ресурсы только в пределах площади листа Q-40-XXIX составили 3 млн т ильменита. При оценке перспективности территории Большесынинской впадины на титан необходимо также учитывать подобное по содержаниям и минеральному составу Бызовское россыпепроявление ильменита, локализованное в породах бызовской свиты в долине р. Печоры.

Таким образом, установлена потенциально промышленная титаноносная специализация пермско-триасового этапа каледоно-герцинской эпохи рудообразования в пределах южной части Большесынинской впадины, связанная с образованием существенно ильменитовых россыпей в триасовое время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чалышев В.И. Биостратиграфия триаса Печорской области / В.И. Чалышев, Л.М. Варюхина. – М.: Наука, 1966. – 150 с.
2. Шмакова А.М. Минералогия титаноносных отложений среднего триаса на р. Кызьрасью (Предуральский краевой прогиб) / А.М. Шмакова, И.И. Голубева, М.Ю. Сокерин и др. // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 2. – С. 28—37.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЖИЛЬНОМ КАЛЬЦИТЕ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСТРАХАНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.В. Сокерина¹, С.Н. Шанина¹, М.Ю. Сокерин¹, А.Н. Кольчугин²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

²Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия

Изучение флюидных включений в минералах и породах, слагающих месторождения углеводородов, позволяет обоснованно воссоздавать условия их образования. Однако, в силу малодоступности каменного материала, исследования флюидных включений в минералах вмещающих толщ нефтегазовых месторождений практически не проводятся. С целью выявления температурных и флюидодинамических условий формирования залежи Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) были изучены газово-жидкие включения из вмещающих пород и кальцитовых жил черемшанского горизонта башкирского яруса, составляющего кровлю разрабатываемой залежи на западном фланге месторождения. Изученные образцы были отобраны из керна скв. «Правобережная-1» с глубины 4215-4217 м. Вмещающие породы представлены толщей органогенно-обломочных перекристаллизованных известняков с широко развитой вертикально ориентированной трещиноватостью. Трещины выполнены кальцитом. Кальцит был отобран из жилы мощностью 2 см и представлен молочно-белыми тонкокристаллическими агрегатами в зальбандах жилы и прозрачными кристаллами размером до 4 мм в открытой части трещины. Детально с геологическим строением месторождения можно ознакомиться [1, 2 и др.].

В изученных образцах наблюдаются сингенетичные газовые и газово-водные включения. Газовые включения при температурах, близких к комнатным, обычно однофазовые, при охлаждении иногда происходит гетерогенизация с образованием сжиженного газа. Температура гомогенизации таких включений от -16.9 до 40 °С. В одном и том же поле часто встречаются газовые включения близкие по составу, но с отличными температурами гомогенизации. Это может свидетельствовать о стадийности процесса или о гетерогенном захвате углеводородных включений. При исследовании сжиженного газа в этих включениях методом КР-спектроскопии мы иногда получали полностью засвеченный спектр, что вероятно свидетельствует о незначительной примеси жидких углеводородов в составе включений. Среди газов в большей степени присутствовали метан и сероводород, в меньшей – углекислый газ, этан и пропан.

Двухфазовые газово-водные включения расположены по-одиночке или небольшими группами, иногда рядом с углеводородными включениями. Температура гомогенизации таких включений равна 100-130°C. Вероятно эти показатели близки температуре образования кальцитовых прожилков. Для определения истинной температуры минералообразования необходимо ввести температурную поправку на давление. В данном случае рассчитать эту поправку невозможно, поэтому будем ориентироваться на температуры гомогенизации. Стоит отметить, что температура в скважине на момент отбора образца была близка 120°C. Исследование этих включений методом КР-спектроскопии не проводилось из-за подвижности газового пузырька.

По данным газовой хроматографии валовый состав газов включений в кальците представлен углекислым газом, метаном и сероводородом. Среди углеводородных газов также идентифицированы этан, пропан и изобутан, концентрация которых уменьшается от этана к бутану. Кроме того в очень малых концентрациях были идентифицированы этилен, пропилен и бутилен. Характерной

особенностью углеводородных газов является уменьшение концентраций от этана к пропану и от пропана к бутанам, что обычно характерно для газовых конденсатов. При этом соотношения полученных УВ газов (iC_4/nC_4), C_2/C_3 оказались значительно ниже, чем обычно встречаются в газоконденсатных залежах. Однако по данным [2] в глубокозалегающих газоконденсатных залежах такие соотношения иногда встречаются.

Нами был так же проанализирован состав газов включений из вмещающего известняка. Установлено, что газовый состав включений в известняке значительно отличается от кальцитовых прожилков и представлен в основном углекислым газом, с присутствием окиси углерода, метана и сероводорода. Содержания метана в 11 раз ниже, чем в кальците. Здесь так же обнаружены и другие УВ. Однако их низкие содержания (менее 0.2%) свидетельствуют о том, что это газы, образованные при разложении ОВ вмещающих отложений.

Таким образом, полученная разница в составе газов вмещающего известняка и кальцитового прожилка свидетельствует о присутствии углеводородов газоконденсатного этапа во включениях в кальците. Содержание $C_{орг}$ в известняке составило 0.2%, а выход ХБА – 0.023%. Основная доля битумоида представлена насыщенными углеводородами. В известняке на их долю приходится 90%, а в кальците 80% от всей массы ХБА. Хроматограмма имеет одномодальное распределение с максимумом при C_{22} , что типично для органического вещества, сформированного преимущественно за счет водорослевой органики, накопление которой происходило в условиях карбонатной седиментации [3]. На долю среднемолекулярных алканов состава ($C_{19}-C_{24}$) приходится 54%, низко- ($C_{14}-C_{18}$) и высокомолекулярных ($C_{25}-C_{32}$) алканов 17.01 и 26.96% соответственно. Коэффициент нечетности имеет низкое значение 1.04. Из изоалканов в известняке удалось идентифицировать только пристан (Pr) и фитан (Ph). Отношение Pr/Ph составляет 0.51, что может свидетельствовать о восстановительных условиях осадконакопления [3].

Выводы:

1. Состав газов включений из известняка и жильного кальцита в скв. «Правобережная-1» на глубине 4215-4217 м свидетельствует о присутствии миграционных углеводородов в флюидных включениях

2. Состав газов включений из вмещающего известняка формировался на начальных этапах становления залежи в процессе кольматации порового пространства пресыщенных по углекислому газу водных растворов.

3. Полученное распределение углеводородных газов в кальците указывает на их газоконденсатный состав, соответствующий флюиду сформировавшейся залежи.

4. Образование кварцевых прожилков залежи проходило при температурах 130°C при участии флюида обогащенного хлоридами магния.

Аналитические исследования выполнены в ЦКП «Геонаука». Авторы выражают благодарность Н.Н. Зыкину, О.В. Валяевой, С.И. Исаенко.

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГРН № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дуванова М.Е. Некоторые особенности геологического строения Центрально-Астраханского газоконденсатного месторождения / М.Е. Дуванова // Геология, география и глобальная энергия. – 2010. – № 4. – С. 57–61.
2. Ильченко В.П. Нефтегазовая гидрогеология подсолевых отложений Прикаспийской впадины / В.П. Ильченко / под ред. Е.В. Стадника. – М.: Недра, 1998. – 288 с.
3. Тиссо В. Образование и распространение нефти / В. Тиссо, Д. Вельте. – М.: Мир, 1981. – 502 с.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛЬВИНИТОВЫХ ПОРОД ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

М.В. Соломон, О.П. Гончаренко, Г.А. Московский

Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

Сильвинитовый продуктивный пласт погожской ритмопачки (иренский горизонт кунгурского яруса нижней перми) установлен бурением скважин в 2016 г. в северо-западной части Прикаспийской впадины (максимальной мощностью до 6,7 м) [2, 4]. Основные типы сильвинитов выделены не по характеру распределения окраски, как это зачастую практикуется, а исключительно по текстурно-структурным признакам. Нами выделены и классифицированы исключительно типы текстур и структур, описанные в сильвинитах, а не основные типы сильвинитов с набором текстур (например, сильвинит массивный, слоистый и т.д.). *Текстура* сильвинитов определяется ориентировкой и взаиморасположением кристаллов сильвина, галита и микропримесей – слойков и линз пелит-ангидритового состава, т.е. способом заполнения пространства этими составными частями. Текстуры являются одной из наиболее весомых характеристик соляных пород, обычно приводимых в сочетании со структурными признаками, часто взаимоувязанных с ними и в какой-то мере дополняющие их. *Структура* сильвинитов это, прежде всего, степень идиоморфизма кристаллов сильвина и галита, определяемая закономерностями их кристаллизации и дорастания в процессе диагенеза, а также наличием или отсутствием зональных структур роста, признаков замещения карналлита сильвином, характером распределения включений в теле минералов [1]. Для гранулометрической характеристики структур сильвинитов нами использована классификация В.Н. Щербины [5]. К *первичным* структурам нами отнесены: ксеноморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая, реликтовая (зональная [3, 4]). Среди *вторичных* нами выделены следующие группы: *реакционные (коррозионные, инкорпорационные, конформные, гранобластовые), пойкилитовые (мостовидные)* и структуры замещения.

Среди текстур в изученных разрезах выделяются следующие типы.

1-й тип. *Массивные* – характерны для сильвинитов крупнокристаллических с гипидиоморфнозернистой, реже с гранобластовой структурой (рис., А). Содержание рассеянного ангидрита и галопелита в них незначительное.

2-й тип. *Слоистые* – установлены для мелко-, среднекристаллических сильвинитов с высоким содержанием рассеянной пелит-ангидритовой примеси, и послойно ориентированной (рис., Б).

3-й тип. *Ритмично-слоистые* – включают в качестве элементов слоистой серии сильвинитов сильвин крупно-, среднекристаллический молочно-белый и коричневый. Характеризуются повышенным содержанием пелитового материала, а также наличием слойков галитового или галит-ангидритового состава (рис., В).

4-й тип. *Брекчиевидные* – отмечаются в интервалах развития пелит-ангидритового материала (рис., Г). Разновидностью брекчиевидных текстур является *пятнистая* и *сетчатая*. Пятнистая характеризуется беспорядочным расположением гидроксидов железа в основной массе породы. Сетчатая выражена в виде многочисленных ветвящихся прожилков, заполненных пелитоморфной массой.

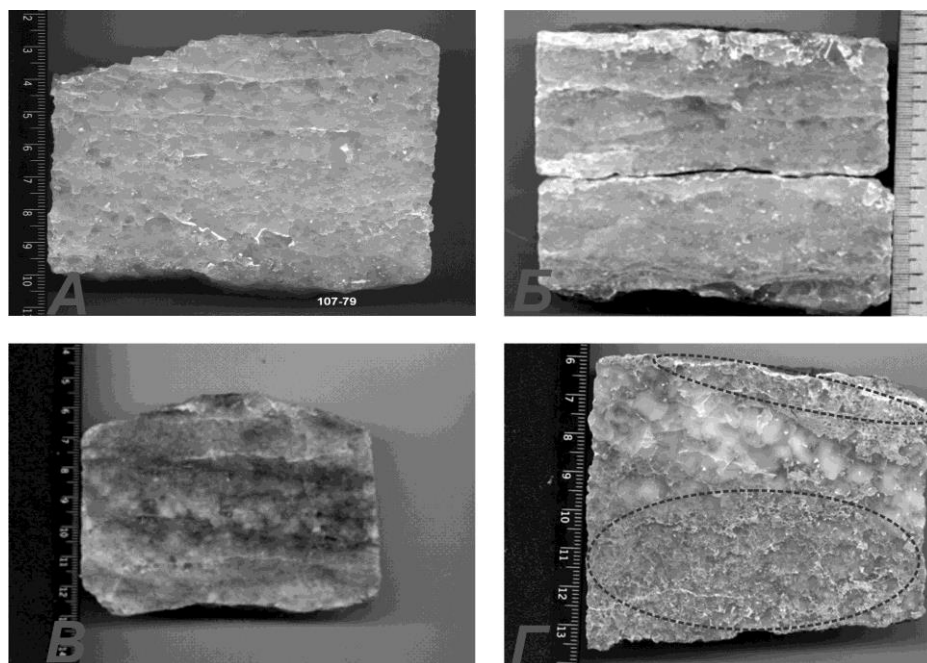


Рисунок. Основные типы текстур сальвинитов. А – сальвинит массивной текстуры (1-й тип), образец 79, скв. 107. Глубина отбора 813,35 м. Б – сальвинит слоистой текстуры (2-й тип), образец 5, скв. 108. Глубина отбора 798,58. В – сальвинит ритмично-слоистой текстуры (3-й тип), образец 9, скв. 109. Глубина отбора 708,49 м. Г – фрагменты брекчиевидной текстуры сальвинита (4-й тип), образец 11, скв. 204. Глубина отбора 1040,37 м. А-Г – сканированные аншлифы

В изученных сальвинитах выделяются первичные текстуры (1-й, 2-й и 3-й тип), отражающие особенности первичного осадконакопления, и вторичные (4-й тип), возникшие в результате диагенеза, эпигенеза и вторичной переработки карналлитовых пород. Провести границы между выделенными структурами можно лишь условно, так как они отражают пространственные соотношения между первичными и вторичными минералами на различных стадиях непрерывного процесса метасоматического изменения исходной породы. Начальному этапу соответствуют реакционные структуры, среднему – пойкилитовые и реликтовые, конечному – структуры полного замещения с образованием метаморфоз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Московский Г.А. Текстурно-структурные особенности и условия образования калийных, калийно-магниевого и магниевых солей / Г.А. Московский, С.А. Свидзинский, М.А. Барановская, О.П. Гончаренко, С.А. Ананьев. – Саратов: ООО Издательский центр Наука, 2014. – 92 с.
2. Московский Г.А. Особенности состава и условий формирования калийных и калийно-магниевого пород погожской ритмопачки в северо-западной и северо-восточной частях бортовой зоны Прикаспия / Г.А. Московский, О.П. Гончаренко, А.З. Байгузина // Известия Саратовского университета. Новая серия. Науки о Земле. – 2016. – № 3. – С. 188-192.
3. Разумовская Е.Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения / Е.Э. Разумовская // Материалы по общей и прикладной геологии. – 1927. – Вып. 105. – С. 61-74.
4. Соломон М.В. Калийные и калийно-магниевого соли погожской ритмопачки западной части северного внешнего бортового обрамления Прикаспийской впадины: литологические особенности и условия формирования / М.В. Соломон, О.П. Гончаренко, Г.А. Московский // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2019. – № 1. – С. 51-59.
5. Щербина В.Н. Общая характеристика галитовых пород Припятского соляного бассейна / В.Н. Щербина // Труды Института геологических наук АН БССР. – 1961. – Вып. 3. – С. 259–269.

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СВЯЗЬ С ПАЛЕОКЛИМАТОМ

П.А. Солотчин¹, Э.П. Солотчина¹, И.В. Даниленко¹, Ю.Н. Шолохова²

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Голоценовые донные отложения мелководных озер различной минерализации представляют собой естественные климатические летописи недавнего прошлого. Наиболее информативны осадочные разрезы, в которых широко распространены аутигенные минералы. Их кристаллическая структура, состав и ассоциации несут в себе информацию о химизме вод, температуре и других параметрах, определяемых, в конечном счете, климатом региона [2, 3].

Озеро Иткуль – типичное минеральное озеро юга Западной Сибири – расположено на территории Восточно-Барабинской низменной равнины, в пределах лесостепной ландшафтной зоны Новосибирской области. Длина озера 5,2 км, ширина – 3,7 км, средние глубины составляют ~1,5–1,8 м, площадь водного зеркала равна 15,1 км². Воды оз. Иткуль относятся к гидрокарбонатным натриевым, минерализация составляет 2098 мг/л (солончатые воды), pH = 9,1. Керн озёрных отложений отобран в центральной части озера, его длина составляет 180 см, из которых верхние 162 см представляют собой собственно голоценовые озерные осадки, а нижние 18 см относятся к подстилающим лёссовидным отложениям гривной толщи. Литолого-минералогическое изучение образцов проводилось комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, электронную микроскопию, лазерную гранулометрию, рентгенофлуоресцентный анализ и др.

По гранулометрическому составу озерные осадки довольно однородны, и представлены смесью пелитового и алевроитового материала с различным соотношением фракций. Псаммитовый материал практически отсутствует, вероятно, песок, присутствующий в размываемой лёссовой толще, осаждался в прибрежной зоне. По данным XRD анализа основными минералами в озерных отложениях оз. Иткуль (интервал 0-162 см) являются кварц, карбонаты, плагиоклаз. В подчиненных количествах присутствуют глинистые минералы (иллит, хлорит, каолинит), КПШ, эпизодически отмечаются пирит, амфибол, следы гипса, в верхних горизонтах следы ильменита. Содержание карбонатов на протяжении большей части разреза (0-120 см) по данным ИК-спектроскопии составляет 20-40% от минеральной части осадка. В низах разреза (интервал 120-145 см) содержание карбонатных минералов существенно выше, в том числе на глубине 136-138 см оно максимально – 80%, однако в подошве озерной толщи доля карбонатов составляет первые %.

В ансамбле карбонатных минералов донных отложений оз. Иткуль доминируют карбонаты кальцит-доломитового ряда, присутствуют арагонит и родохрозит. Известно, что осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется совокупностью целого ряда факторов: Mg/Ca-отношением в воде, её общей щелочностью, солёностью, величиной pH, температурой и органической продуктивностью водоема. Все эти параметры контролируются водным балансом, зависящим, в свою очередь, от климатических условий. В осадках оз. Иткуль среди аутигенных карбонатов преобладают промежуточные Mg-кальциты с содержанием в структуре MgCO₃ – 6-8 мол.% и низко-Mg кальциты с малым количеством MgCO₃ – 2-3 мол.%. Эпизодически встречаются высоко-Mg кальциты (первые %), в редких образцах установлены следовые содержания Ca-избыточных доломитов.

Содержание арагонита в разрезе 0-35% карбонатной составляющей осадка, родохрозита 0-5%.

На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков озера Иткуль выделено 5 стадий его эволюции. Стадия I (162-145 см) – начальный этап формирования водоема, характеризуется активным накоплением терригенных минералов – продуктов разрушения четвертичных отложений водосбора: кварца, полевых шпатов, слоистых силикатов. Карбонаты представлены низко-Mg кальцитами, их содержание не превышает 10% от минерального состава. Возраст осадков в подошве разреза составляет ~ 7,8 тыс. лет (^{14}C). Отложения стадии II (145-120 см) резко отличаются от подстилающих осадков высоким содержанием карбонатов, что указывает на жесткие аридные условия. Произошло экстремальное обмеление водоема и увеличение его минерализации вследствие аридизации климата. Судя по возрасту отложений этого интервала, территория Восточно-Барабинской низменности подверглась засухе, имевшей место около 5900 л.н., известной как глобальное событие Бонда 4 [1]. Содержание аутигенных карбонатов может достигать 80% от минерального состава. Стадия III (120-65 см) характеризуется повышением уровня озера и его опреснением. В осадках увеличивается количество терригенных минералов, поступающих из обрамления озера. Содержание хемогенных карбонатов довольно постоянно на протяжении всей стадии и составляет около 40% от минерального состава. Они представлены Mg-кальцитами низкой и промежуточной степени магнезиальности, в подчиненном количестве отмечается стронциевый арагонит, следы родохрозита. В стадию IV (65-10 см) происходит дальнейшее понижение содержания карбонатов до 20% от минерального состава осадков, что указывает на увеличение уровня воды в озере и уменьшение ее минерализации. В этот период увеличился терригенный снос, что подтверждается ростом в осадке Si, Al, Fe, Na. В стадию V (10-0 см), на современном этапе развития озера, наблюдается тренд на очередное обмеление водоема, которое привело к повышению солености вод и небольшому увеличению содержания карбонатов в осадке (до ~30%), в числе которых в основном промежуточные Mg-кальциты с малой примесью высоко-Mg-кальцитов, Ca-избыточных доломитов и Sr-арAGONита. Подобное поведение карбонатов свидетельствует о потеплении и увеличении сухости климата в районе расположения озера. Проведена корреляция полученной карбонатной записи с региональными и глобальными палеоклиматическими летописями.

Аналитические исследования проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №18-05-00329 и № 19-05-00219).

ЛИТЕРАТУРА

1. Bond G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates / G. Bond, W. Shower, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas, G. Bonani // *Science*. – 1997. – V. 278. – P. 1257-1266.
2. Last W.M. Geolimnology of salt lakes / W.M. Last // *Geosciences J.* – 2002. – V. 6. – No 4. – P. 347-369.
3. Solotchina E.P. Late Pleistocene–Holocene sedimentation in lakes of Central Transbaikalia: implications for climate and environment changes / E.P. Solotchina, E.V. Bezrukova, P.A. Solotchin, O. Shtock, A.N. Zhdanova // *Russian Geology and Geophysics*. – 2018. – V. 59. – No 11. – P. 1419-1432.

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

В.М. Сорокин, В.Л. Лукша

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

1. Современные кремнистые осадки широко распространены в океанах и морях. Они накапливались в разных фациальных обстановках (в открытых частях океанов, окраинных и внутриконтинентальных морях при широких вариациях климатических условий от полярных до субтропических) и представлены в большинстве случаев диатомовыми илами.

2. В Черном море позднечетвертичные диатомовые илы встречаются на 2 стратиграфических уровнях: новоевксинском и черноморском. Позднеплейстоценовые новоевксинские диатомиты представлены повсеместно распространенным в глубоководной впадине прослоем белого ила мощностью от нескольких мм до 10-15 см. Они состоят из остатков пресноводного вида *Stephanodiscus astraea* и накопились в озерном бассейне в послеледниковое время.

Голоценовые осадки в целом обогащены в виде примеси остатками морских центрических видов диатомовых как на шельфе, так и в глубоководной впадине вплоть до образования маломощных слойков. В некоторых районах, например, в верхней части континентального склона в подводной долине Палеоднепра, в подводных долинах Палеодуна в верхах древнечерноморского и в новочерноморском слое сформировались мощные пачки диатомовых илов со скоростью накопления до 100 см/тыс.лет. Они образованы остатками представителей р. *Chaetoceros*, доминирующими в зонах апвеллингов (например, в Калифорнийском заливе). Вспышка продуктивности диатомовых водорослей в специфических обстановках подводных долин позволяет предполагать подъем глубинных вод и вынос большого количества питательных веществ в зону фотосинтеза с последующим формированием диатомовых илов.

3. Голоценовые новокаспийские осадки впадин Каспийского моря также обогащены прослоями диатомовых илов мощностью до нескольких мм. На восточном материковом склоне Среднего Каспия залегает пачка диатомово-глинистых илов с большим количеством фрустул морских видов р. *Coscinodiscus*. Форма залегания и локализация разных типов обогащенных кремнистым материалом осадков свидетельствуют о действии двух процессов седиментации: пелагической садки через водную толщу и, как мы предполагаем, результатом развития апвеллинга.

4. Голоценовые осадки Черного и Каспийского морей в целом обогащены биогенным кремнеземом, что отражает высокую продуктивность фитопланктона, в котором главную роль играют диатомовые водоросли. Концентрированные формы их накопления в виде мощных пачек диатомовых илов при этом определяются или предполагаются развитием процесса апвеллинга.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №18-05-00684).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

В.М. Сорокин, В.Л. Лукша, Н.Т. Ткач, Т.А. Янина

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

1. В непрерывных разрезах верхнечетвертичных отложений платформенной окраины северо-западной области Черного моря снизу вверх выделяются 3 горизонта: новоевксинский с пресноводной фауной и флорой, образовавшийся в регрессивном, изолированном, озерном водоеме при низком его уровне; древнечерноморский и новочерноморский с морской фауной и флорой, накопившиеся в условиях послеледниковой трансгрессии и устойчивой связи со Средиземном морем.

В нижней части новоевксинских осадков вскрыты светло-коричневые глинистые илы с минимальным содержанием карбонатов ($<10\%$), $C_{орг}$ ($<0.5\%$), без кремнистых остатков, однородные или с примесью гидротроилита, с возрастом более 15 тыс. 14С лет. Абсолютное доминирование пыльцы трав указывает на холодные и аридные климатические условия эпохи максимума последнего оледенения.

Выше лежат серые глинистые илы, карбонатность, концентрации $C_{орг}$ и диатомового детрита которых растет к кровле. Характерна насыщенность прослоями гидротроилита, присутствие выраженных прослоев известкового и диатомового ила. Возраст илов изменяется от ~13 до 8 тыс. 14С лет. В составе спорово-пыльцевых комплексов на фоне доминирования пыльцы трав отмечается некоторое увеличение древесной пыльцы, что свидетельствует о потеплении и увлажнении климата в послеледниковое время.

Отложения древнечерноморского горизонта представлены темно-зеленым микрослоистым органогенно-глинистым илом (сапропель) с аномальным содержанием $C_{орг}$ (до 15-20%), низкой карбонатностью ($<20\%$), локальным обогащением скелетами диатомовых водорослей, возрастом от 8 до 3 тыс. 14С лет. Высокое содержание разнообразной теплолюбивой и влаголюбивой древесной пыльцы отражает климатические условия голоценового оптимума. Новочерноморский горизонт слагается тонкослоистым зелено-белым глинисто-кокколитовым илом, обогащенным карбонатами (до $>50\%$), $C_{орг}$, диатомовыми. Возраст осадка моложе 3 тыс. 14С лет. Относительное увеличение значения пыльцы трав говорит об относительной аридизации климата.

Изменения в составе глинистых минералов отражают эволюцию климатических условий седиментогенеза. Особенностью ледниковых коричневых новоевксинских илов является максимальное содержание иллита (80-85%), практическое полное отсутствие смектитов, небольшая доля хлорита и каолинита. В перекрывающих послеледниковых серых илах доля иллита сокращается (65-70%), растет доля смектита (5-15%), а в его составе смешанослойных образований. В голоценовых илах доля иллита составляет 60-65%, смектита – до 15%, хлорита и каолинита по 10%.

2. На платформенной окраине в северной и центральной частях впадины Среднего Каспия разрез глубоководных осадков аналогичен описанному выше. В нижней части верхнечетвертичных отложений лежит толща светло-коричневого глинистого ила с низкой ($<10\%$) карбонатностью, малым количеством $C_{орг}$ (0.6-0.9%), отсутствием остатков диатомовых, прослоями гидротроилита. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются абсолютным доминированием пыльцы травянистых

растений (>80%), что указывает на холодные и наиболее сухие климатические условия позднего ледникового и послеледникового. Осадки могут быть отнесены к верхнехвалынскому горизонту. Его возраст в скважинах Северного Каспия определен в интервале 15-12 тыс. 14С лет.

Выше располагаются серые глинистые илы мангышлакского горизонта. Они отличаются повышенной карбонатностью, изменяющейся от около 40% в подошве до 15-20% в кровле, возрастающим содержанием $C_{орг}$ (от 1% до 2%), присутствием остатков диатомовых водорослей. Возраст аналогичных шельфовых осадков изменяется от 10 до ~8 тыс. 14С лет. В спорово-пыльцевых комплексах отмечено снижение доли пыльцы трав (60-80%) с параллельным увеличением доли древесной пыльцы (10-15%) преимущественно сосны. Это свидетельствует о некотором снижении аридности в начале голоцена.

Верхняя часть разреза слагается слоистыми, зеленовато-серыми, глинистыми илами с пониженной карбонатностью, повышенным содержанием $C_{орг}$ (3-6%), прослоями диатомового ила и сапропеля. В составе пыльцы отмечена наибольшая доля деревьев (до 25%), среди которых максимально представлены широколиственные виды. Все это говорит об увлажнении климата в среднем и позднем голоцене.

Среди глинистых минералов в верхнехвалынских коричневых илах количество иллита максимально (70-75%). На долю смектита приходится не более 5%. Содержание каолинита составляет 12-15%, а хлорита - <10%. Вверх по разрезу наблюдается снижение доли иллита до 60-65% и увеличение доли смектита до 15%.

3. Сравнение разрезов верхнечетвертичных осадков платформенных окраин Черного и Каспийского морей показало идентичное изменение в них состава глинистого вещества, источником которого являются ледниковые образования северной части Русской равнины, дренируемые крупными реками: Днепром, Доном, Волгой. Это особенно наглядно проявляется на примере коричневых новоевксинских и позднехвалынских илов времени максимума последнего оледенения с абсолютным доминированием иллита и отсутствием смектита -продукта развития почвообразования в перигляциальных аридных обстановках. Аналогичный состав глинистых минералов характерен для послеледниковых осадков Балтийского моря и современных илов Белого моря, источником которых являются породы Балтийского щита. По мере послеледникового потепления и увлажнения климата и активного развития процесса почвообразования (=химического выветривания) происходило уменьшение содержания иллита и увеличение количества неупорядоченных смешанослойных образований иллит-монтмориллонитового состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №18-05-00684).

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ КОЛОНКИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА МОНА (СУБПОЛЯРНАЯ АТЛАНТИКА)

Д.П. Стародымова¹, М.Д. Кравчишина¹, К.В. Шайхутдинова²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Изучение донных отложений дает возможность реконструировать условия окружающей среды прошлого. Изучение элементного состава донных отложений дополняет данные литологических и палеонтологических исследований. В настоящее время разработаны разнообразные геохимические индикаторы (ргоху), позволяющие определять гидрологические, климатические условия, окислительно-восстановительную обстановку и др. [2, 4].

Хребет Мона входит в систему низкосрединговых хребтов субполярной Атлантики и Арктики, которая является естественным продолжением Срединно-Атлантического хребта, образуя дивергентную границу между Евразийской литосферной плитой и Североамериканской. Преобладающими источниками осадочного вещества во время межледниковья является биогенный материал. Расположение крупных центров оледенения вблизи хребта Мона (Гренландия, Исландия, Шпицберген) дает основания для предположения о вероятном терригенном источнике в периоды оледенений – ледовый разнос [3].

В данной работе была исследована колонка 5536 донных отложений длиной 423 см, которая была отобрана в ходе 68-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» летом 2017 г. с помощью ударной грунтовой трубки большого диаметра (ТБД) в рифтовой долине на севере хребта Мона (73,5° с.ш. и 7,6° в.д.). Донные осадки представляют собой терригенно-карбонатный ил с прослоями и линзами песка и алевроита.

Отбор образцов на микроэлементный анализ проводился через каждые 10 см. Высушенные и растертые образцы смешивались с содой и спекались в муфельной печи при $T\ 800^{\circ}\text{C}$, после чего образцы были растворены в смеси концентрированных кислот (соляная, азотная, плавиковая), полученный раствор был разбавлен в 100 раз. Для оценки полноты разложения применялся стандарт донного осадка MODAS-2. Анализ выполнялся методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7500a. В пробах определялись концентрации 37 элементов.

Результаты элементного анализа показали, что многие из изученных элементов демонстрируют значимые корреляции друг с другом, а их содержания меняются по глубине синхронно. Скандий – элемент, который можно использовать в качестве индикатора терригенного источника материала, распределен по колонке равномерно, его содержание изменяется от 16,1 до 21,4 мкг/г. На рисунке представлено распределение отношений Zr/Sc и Ti/Sc . Оба этих отношения являются индикаторами повышения доли грубозернистого материала в осадке [4]. Они демонстрируют значительную изменчивость по глубине колонки: значение Ti/Sc варьирует от 276 до 1200, а Zr/Sc – от 5 до 105. При этом оба эти индикатора изменяются синхронно, достигая наибольших значений на горизонтах колонки 70 см и 140–180 см, что может быть связано с айсберговым разнесом. На остальных интервалах их распределение равномерно.

Величина отношения Rb/Sc , которая может характеризовать содержание глинистых минералов в осадке, находится в противофазе с отношением Sr/Sc , которое может характеризовать продуктивность, поскольку косвенно отображает

содержание биогенных карбонатов в отложениях. Отношение Sr/Sc варьирует от 5,5 до 47,5. Наибольшие значения достигаются в верхнем слое (0–1 см), а также в горизонтах 220, 230 и 380 см.

Спектр редкоземельных элементов (РЗЭ), нормализованных на состав североамериканского сланца [5], характеризуется обогащением легкими РЗЭ относительно сланца, а также слабовыраженной отрицательной цериевой аномалией [1]. Вертикальное распределение лантана (рисунок) подобно распределению отношения Rb/Sc , поскольку также воспроизводит содержание глинистых минералов.

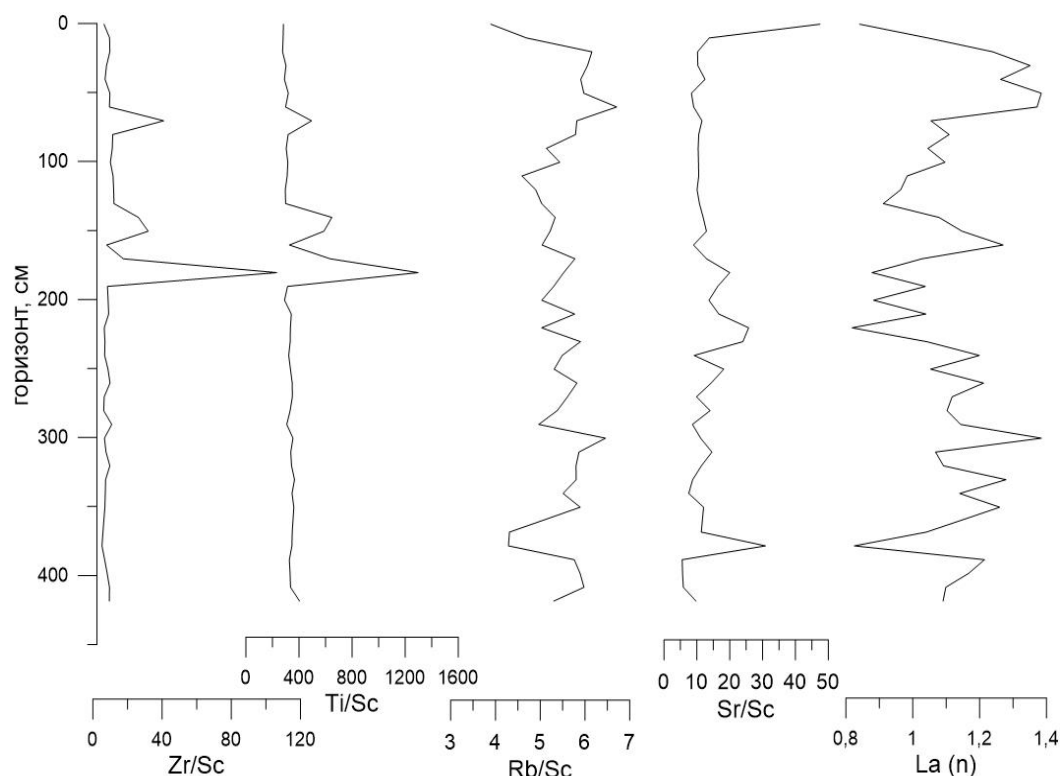


Рисунок. Распределение элементных отношений: Zr/Sc , Ti/Sc , Rb/Sc , Sr/Sc и содержание La , нормализованное на NASC [5] в колонке 5536, отобранной на севере хребта Мона (Норвежско-Гренландский бассейн)

Таким образом, исходя из элементного состава отложений севера хребта Мона, обстановка осадконакопления претерпевала значительные изменения. Микроэлементный состав донных отложений может служить надежным маркером условий седиментации прошлых геологических эпох. Исследование элементных отношений в длинных колонках донных отложений позволит надежно выделить слои для дальнейших детальных геолого-геохимических и микропалеонтологических исследований.

Авторы благодарят Я.В. Быкову (МГУ) за содействие в проведении анализов, а также Д.В. Ерошенко, С.М. Исаченко и Г.В. Малафеева (ИО РАН) за помощь при отборе колонки. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00787). Исследования проведены в рамках государственного задания, тема по. 0149-2019-0007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А.В. Дубинин. – М.: Наука, 2006. – 360 с.
2. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / под ред. Е.В. Складорова. – М.: Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

3. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в мировом океане / А.П. Лисицын. – М.: Наука, 1994. – 450 с.
4. Calvert S.E. Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application / S.E. Calvert, T.F. Pedersen // In Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography (C. Hillaire-Marcel, A. De Vernal – eds). Developments in Marine Geology. – 2007. – V.1. – P. 567–644.
5. Gromet L.P. The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics / L.P. Gromet, R.F. Dymek, L.A. Haskin, R.L. Korotev // Geochim. and Cosmochim. Acta. – 1994. – V. 48. – No 12. – P. 2469–2482.

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ РЫБАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.А. Староселец

АО «Тандем», Тюмень, Россия

Васюганская свита является основным нефтегазоносным горизонтом осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и подразделяется на две подсвиты – нижневасюганскую и верхневасюганскую, отличающихся литологическим составом. Нижневасюганская подсвита раннекелловейского возраста представлена темно-серыми тонкоотмученными аргиллитами. Верхневасюганская подсвита представлена песчаниками и алевролитами с прослоями тонкоотмученных алевролитовых аргиллитов. Она выделяется в горизонт Ю1. По своим литологическим особенностям, связанным с условиями осадконакопления и тектоническим режимом, она разделяется на подугольную, межугольную и надугольную толщи, сформированные соответственно в регрессивную, переходную и трансгрессивную фазы развития келловей-оксфордского осадочного бассейна.

Рыбальное месторождение открыто в 1988 году поисковой скважиной 405П. По результатам геологоразведочных работ в пластах Ю₁¹, Ю₁^М, Ю₁³ и Ю₁⁴ верхнеюрских отложений васюганской свиты, установлены промышленные запасы нефти.

С целью выявления особенностей формирования пластов Ю₁¹, Ю₁^М, Ю₁³ и Ю₁⁴ Рыбального месторождения проведены фациальные исследования, выполнено детальное изучение имеющегося кернового материала, учтены сейсмические данные и данные ГИС.

По методике О.С. Черновой [3, 4] автором данной работы были определены фациальные условия образования пластов Ю₁¹, Ю₁^М, Ю₁³ и Ю₁⁴ на Рыбальном месторождении и построены их фациальные схемы. Также выделение в районе работ пласта Ю₁⁴, который отсутствует согласно региональным схемам в данной области, позволили уточнить эти региональные схемы.

Детальное описание и изучение керна дали возможность выделить в пласте Ю₁⁴ фации вдольбереговых баров, лагун и ваттов приливно-отливных.

По фациальной интерпретации пласт Ю₁³ вскрыт в зоне усиливающегося влияния реки, берущей свое начало предположительно в западной части участка. Пласт фациально отнесён к устьевым барам, оползневые текстуры свидетельствуют о форсированном привносе осадочного материала [1], рядом расположена дельтовая равнина, распределительные каналы которой выносили песчаный материал.

По региональным исследованиям [2] пласт Ю₁^М отнесен к межугольной толще. Она вскрыта всеми скважинами и характеризуется неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов различной зернистости и глинистости. Типичны разная степень углистости пород и прослои углей, наличие остатков углефицированных корней растений, свидетельствующих о периодическом заболачивании территории. Наиболее углистые и глинистые отложения формировались в пределах пойменно-старичных и заболачивающихся озер. Для тонкозернистых пород характерны текстуры, указывающие на низкоэнергетический режим осадконакопления, волнисто, горизонтально, линзовидно-волнистые. Увеличение толщин комплекса зачастую обусловлено наличием алевроитопесчаных пород с пологокосою и спутано-волнистой слоистостью, очевидно

сформировавшихся в обстановках русел малых меандрирующих рек, имеющих широкое распространение на данной территории и часто разливающихся на большое пространство с выносом песчано-алевритового материала.

Формирование пласта Ю₁¹ связано с миграционной (постепенной) трансгрессией моря, осложнявшейся неоднократными кратковременными регрессиями и перемывами подстилающих отложений в условиях дефицита поступающего материала. Песчаные пласты тут менее мощные, плохо выдержаны по латерали. В основном преобладают разрезы, в которых комплекс образовывался в обстановках барового побережья и предфронтальной зоны пляжа. При этом в кровле отмечается в разной степени выраженный слой кальцитизированных песчаников с остатками морской фауны (барабинская пачка).

Формирование пласта можно связать с головными частями разрывных течений предфронтальной зоны пляжа и подводного берегового склона. Во время накопления пласта Ю₁¹ по данным исследования керна на севере изучаемого участка выделена фация вдольбереговых баров.

Результатом проведенной работы стало уточнение региональной схемы пластов Ю₁³ и Ю₁⁴ васюганской свиты и определение фациальных условий пластов подугольной, межугольной и надугольной толщ васюганской свиты на Рыбальном месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии) / В.П. Алексеев. – Екатеринбург: УГГУ, 2007. – 209 с.
2. Геологическое строение и нефтегазоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири (Томская область) / Е.Е. Даненберг, В.Б. Белозеров, Н.А. Брылина. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 291 с.
3. Чернова О.С. Обстановки седиментации терригенных природных резервуаров: учебное пособие / О.С. Чернова. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2011. – 108 с.
4. Чернова О.С. Научные основы построения геостатических моделей и геометризации юрско-меловых природных резервуаров Западной Сибири на базе петрофизических и седиментологических исследований керна: дис. ... учен. степ. докт. геол.-мин. наук / О.С. Чернова. – Томск, 2018. – 522 с.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК

А.Г. Стельмах

Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

Районом изучения голоценовых отложений выбран бассейн реки Чирчик, расположенный на юго-западном погружении Каржантау-Чаткальских гор Республики Узбекистан. Его границы проходят по замкнутой линии Дарбаза - Чарвак - Сукок - Янгиюль - Сырдарья.

Для данного бассейна при изучении и выделении голоцена и других подразделений четвертичного периода используют в основном геоморфологические критерии, т.е. рассматривают взаимосвязь четвертичного осадконакопления от формирования рельефа. Однако, геоморфологический метод не всегда корректен при корреляции одновозрастных террасовых отложений горной, предгорной и равнинной части бассейна. Поэтому часто голоценовые отложения или не расчленяют или используют двух- и трехчленные схемы, в которых условно выделяют подразделения и нижнюю границу голоцена. В сложившихся обстоятельствах палеомагнитные данные дают возможность установить магнитостратиграфические границы изучаемых образований [1, 2].

В основе выделения магнитостратиграфических подразделений лежат палеомагнитные характеристики пород (магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, параметры магнитного насыщения и др.), отражающие особенности изменения геомагнитного поля в прошлом (инверсия, события, экскурсы, эпизоды) [4].

В пределах бассейна реки Чирчик имеются достаточно полные в геологическом отношении разрезы голоценовых отложений, которые хорошо обнажены на поверхности, доступны и удобны для сплошного (последовательного) отбора ориентированных палеомагнитных образцов. Рассматриваемые отложения в комплексе с четвертичными отложениями частично изучены палеомагнитным методом в середине 70-х годов XX-века Х.А. Тойчиевым [3].

В геологическом отношении голоценовые отложения террас бассейна реки Чирчик резко слоисты, различны по литологии, часто содержат глинистые и гипсовые прослои. На отложениях первой террасы формируются примитивные почвы со слабо выраженными генетическими горизонтами с частыми включениями суглинков и песка, в отложениях второй террасы локально отмечаются несколько погребенных почвенных горизонтов. Литологически отложения второй террасы часто характеризуются отчетливо выраженной слоистостью: верхние горизонты отложений представлены чередующимися прослоями суглинков и супесей лёссовидного облика с линзами мелкозернистого песка и глины. В основании второй террасы обычно залегают пески с линзами супеси и галечника [1].

Использованный комплекс магнитных чисток образцов пород всех слоев, слагающих разрезы голоценовых отложений, позволил с максимальной вероятностью выделить первичную компоненту остаточной намагниченности из наблюдаемой естественной намагниченности, осложненной вторичной составляющей, в основном вязкого происхождения. Сплошной отбор образцов, изучение образцов-дублей с каждого уровня отбора, применение методов ступенчатого размагничивания температурой к одному образцу и ступенчатого размагничивания переменным полем к его дублю практически на каждом уровне отбора, позволили определить направление вектора естественной намагниченности изученных слоев и установить кратковременные геомагнитные отклонения голоцена.

На основе корреляции изученных разрезов была составлена сводная шкала геомагнитной полярности голоцена, являющаяся на данном этапе исследований эталонной. В этой шкале в зоне прямой полярности ортохрона Брюнес были установлены три кратковременных отклонений геомагнитного поля. Два из них представлены кратковременными обратными эпизодами, а один – полярным экскурсом. Возраст первого обратного эпизода – 1600 лет, второго – 5700 лет и полярного экскурса – 7800 лет [1, 2]. Последний полярный экскурс по возрасту близок экскурсу Гетенбург [5]. Эти выделенные отклонения определяют палеомагнитные репера для расчленения и корреляции голоценовых отложений бассейна реки Чирчик.

В качестве резюме отметим:

1. Полученные результаты магнитостратиграфических исследований разрезов голоценовых отложений бассейна реки Чирчик, а также материалы предыдущих исследований позволили определить, что голоценовые отложения, как первой, так и второй террасы занимают определенные стратиграфические уровни.

2. Нижняя граница голоцена соответствует рубежу 13000-14000 лет назад и проходит в аллювиальных отложениях по подошве отложений второй надпойменной террасы, а в пролювиальных и делювиальных отложениях в толще лёссовидных пород. В разрезах голоценовых образований отмечается также снизу вверх последовательное понижение напряжённости геомагнитного поля.

3. В интервале голоценового времени установлено три события геомагнитного поля. Два из них представлены кратковременными обратными эпизодами, а один – полярным экскурсом. Возраст первого обратного эпизода – 1600 лет, второго – 5700 лет и полярного экскурса – 7800 лет.

4. Выделенные кратковременные отклонения геомагнитного поля позволили для бассейна реки Чирчик провести палеомагнитную корреляцию изученных разрезов и составить сводную шкалу геомагнитной полярности голоцена

ЛИТЕРАТУРА

1. Стельмах А.Г. Магнитостратиграфия голоценовых отложений бассейна реки Чирчик: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / А.Г. Стельмах. – Ташкент, 2010. – 28 с.
2. Стельмах А.Г. Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского бассейна / А.Г. Стельмах // Вестник НУУз, направление естественных наук. – 2015. – № 3/1. – С. 147-149.
3. Тойчиев Х.А. Палеомагнитная стратиграфия континентальных четвертичных отложений Узбекистана: автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук / Х.А. Тойчиев. – Ташкент, 1996. – 33 с.
4. Храмов А.Н. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, С.А. Писаревский, И.А. Погарская, Ю.С. Ржевский, В.П. Родионов, И.П. Слауцитайс. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
5. Mörner N.A. The Gothenburg magnetic excursion / N.A. Mörner // Quaternary Research. – 1977. – V. 7. – No 3. – P. 413-427.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАЛЫХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.Д. Страховенко¹, Е.А. Овдина¹, Н.А. Харитонов²

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

²МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Изучение минералогических особенностей и геохимического состава осадочного вещества малых озер Сибири позволяет глубже понять процессы современного континентального седиментогенеза. В формировании донных отложений озер участвует вещество, поступающее из разных источников: происходит с одной стороны, смешение автохтонных и аллохтонных источников (усреднение химического состава), с другой стороны, дифференциация элементов, обусловленная присутствием их в разных формах в поверхностных водах [1, 5 и др.]. Для озер Сибири важным является аккумуляция льдом рассеянного осадочного вещества в длительный период ледостава (более 6 месяцев в году) и ураганным поступлением этого материала в период снеготаяния. Это обусловлено специфическим гривно-лощинным рельефом, имеющим широкое развитие на территории Барабинской низменности и Кулундинской равнины, сложенным лессовыми отложениями, генетически связанными с суффозионно-дефляционными процессами [3].

Объекты исследования - органоминеральные залежи малых озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины. Методы анализа подробно описаны нами ранее при изучении минерального и химического состава сапропелей малых озер Сибири [2, 4]. Вещественный состав сапропелей может иметь серьезные различия в зависимости от его происхождения, органическая часть отличается в первую очередь соотношением биологического вклада различных организмов в формирования отложений [2, 4 и др.].

Первичные аналитические данные для научной интерпретации сгруппированы по различным факторам: климатическим зонам площадей водосбора озер, зольности донных отложений, минеральному составу неорганической части и групповому составу органической и т. д. Обобщение информации выявило, что минеральный состав терригенной фракции донных отложений изученных проб сходен: ведущую роль играют кварц и полевые шпаты с подчиненным количеством слюд, хлорита и иллита или карбонаты Ca-Mg. Это указывает на гетерогенный источник материала с различной дальностью и формами переноса.

Спектры распределения РЗЭ в водах озер (сгруппированных по основным 6 ионам вод) и в различных классах сапропелей (группировка на основе химического состава минеральной и органической частей сапропеля), нормированные по PAAS, приведены на рисунке. Сопоставление особенностей распределения РЗЭ в различных типах вод из разных ландшафтных зон юга Западной Сибири показывает, что в целом спектры распределения различных типов вод отличаются Eu и Y аномалиями и зависимостью значений La от щелочности вод (в щелочных водах $pH > 9,5$ значения La максимальны). Все Na воды имеют общий облик спектров распределения лантаноидов и характеризуются положительной Eu аномалией, т.е. существенный вклад в их формирование внесли, взаимодействие метеорных вод с осадочными породами преимущественно состоящих из полевого шпата - покровными лессовидными суглинками. В сульфат-хлоридных и хлоридных Na водах выявлена отрицательная Y аномалия. Спектр распределения лантаноидов в HCO_3 -Ca водах отличается от спектров Na вод и характеризуются отрицательной Eu

аномалией, что указывает на иной источник их формирования, в основном, снеготалые воды.

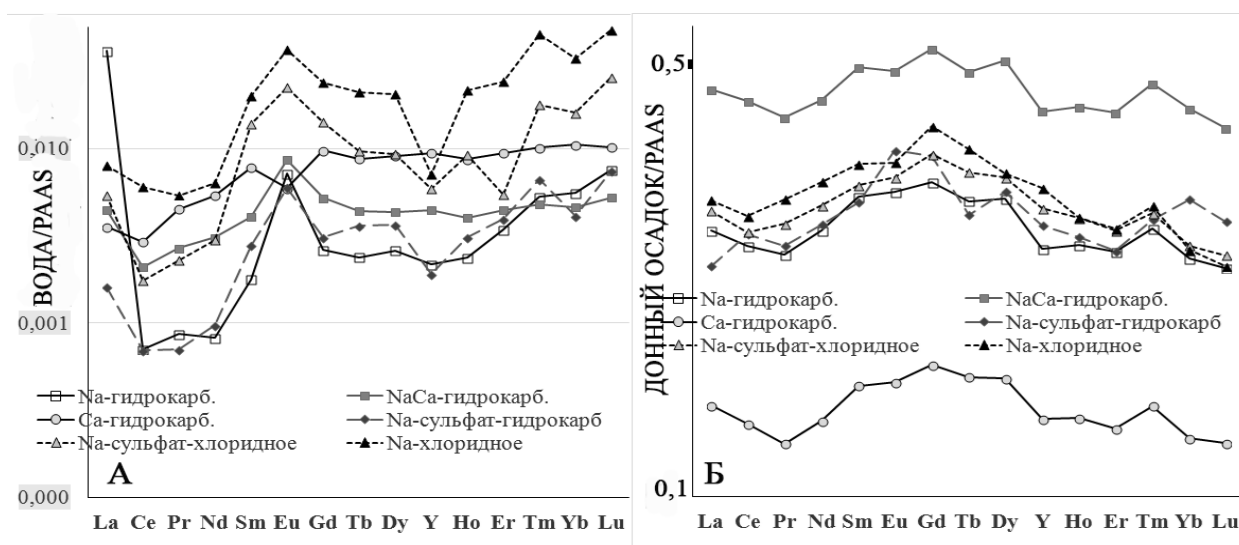


Рисунок. Нормированные на РААС спектры распределения РЗЭ в современных водах (А) и донных осадках (Б) малых озер юга Западной Сибири

Анализ распределения редкоземельных элементов в пробах сапропелей, из всего возможного многообразие их разделения на отдельные группировки, позволил выявить общие закономерности. Распределение редкоземельных элементов в сапропелевых залежах характеризуется пологой дугообразной формой с промежуточным максимумом в области средних РЗЭ. Такое распределение характерно для всех изученных органоминеральных отложений малых озер, донные отложения отдельных озер отличаются только абсолютными значениями РЗЭ, которые зависят от генезиса органического вещества и карбонатов в осадке. Чем больше карбонатов в осадке, тем ниже абсолютные значения РЗЭ. Данные спектры РЗЭ близки по особенностям распределения РЗЭ для речной взвеси р. Оби (заимствовано из [6]), сложенные преимущественно осадочными образованиями дренирующихся водосборов и слабо соответствуют спектрам распределения РЗЭ вод озер, из которых формируются изученные донные осадки. Таким образом, значения РЗЭ и спектор их распределения в сапропелях малых озер юга Сибири определяется составом частиц взвеси, приносимых в озеро, а различия в концентрациях, обуславливает минеральный состав донного осадка.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ № 18-45-540002 – р_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Страхов Н.М. Избранные труды. Осадкообразование в современных водоемах / Н.М. Страхов. – М: Наука, 1993. – 396 с.
2. Страховенко В.Д. Геохимическая оценка сапропелевых отложений малых озер Обь-Иртышского междуречья / В.Д. Страховенко, О.П. Таран, Н.И. Ермолаева // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 10. – С. 1466-1477.
3. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири / А.И. Сысо. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 277 с.
4. Таран О.П. Взаимосвязь химического состава органического вещества озерных систем и генезиса сапропелей / О.П. Таран, В.В. Болтенков, Н.И. Ермолаева, Е.Ю. Зарубина, И.В. Делий, Р.Е. Романов, В.Д. Страховенко // Геохимия. – 2018. – № 3. – С. 61–70.
5. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.
6. Шевченко В.П. Распределение ряда редких и рассеянных элементов в осадочном материале, переносимом дрейфующими льдами в районе плато Ермак, Северный Ледовитый океан / В.П. Шевченко, А.И. Маслов, Р. Штайн // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 6. – С. 949–959.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА ГУЗАНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)

П.С. Султонов., Г.Х. Ильхамова

Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

Отложения палеогена широко распространены в пределах Ферганской долины: в центральной части они скрыты под толщей неогена, четвертичных и современных отложений и выходят на дневную поверхность по краям [1].

Рассмотрим литологическую характеристики отложений палеогена на примере Гузанской антиклинали [2].

На изучаемой территории седиментогенез в раннепалеогеновое время характеризуется гипсонакоплением с формированием лагунных гипсов свиты Гознау мощностью 10-30 м. Среди гипсов встречаются маломощные прослои карбонатов.

Отложения регрессионной серии датско-палеоценовой ритмосвиты в ходе общее обмеление бассейна обусловило развитие на поверхности гипсов железистой корочки, вплоть до образования конкреционных форм бурых окислов железа. Мощность нижнесузакских слоёв здесь увеличивается по сравнению с периферийными разрезами до 18 м.; характерно сравнительно низкое содержание палыгорскита.

Песчано-алевритовая пачка представлена аналогами сулюктинской свиты, в песках появляются линзы илов. В кровле свиты появляется фауна среднего сузака. Окремнение в виде конкреционного кремнезёма встречается в сулюктинских песках спорадически. Для песков характерны обильные следы илоедов и редкие органические остатки.

Восточнее в районе северного борта Гузанской антиклинали количество песчаных прослоёв быстро сокращается, и уже в разрезе Гузан Восточный в нижнесузакской части разреза доминируют алеврито-глинистые образования прибойно-илового происхождения.

Значительные мощности (40-50 м) позднепалеоценовых осадков в разрезах Гузанской антиклинали свидетельствуют о ее прогибании с развитием прибойно-обломочных, а также доминирующих прибойно-иловых образований со значительным количеством роющих организмов (илоедов) и фауной пелеципод. В кровле нижнесузакских слоёв повсеместно присутствуют среднесузакские карбонатные образования с обильной фауной позднепалеоценового возраста.

В разрезах Гузанской антиклинали мощность верхнесузакских слоёв возрастает до 30-35 м. Разрез сохраняет высокую огипсованность до появления мощных (до 5-8 м) прослоев лагунных гипсов при полном отсутствии окремнения. Это свидетельствует о продолжавшемся прогибании в северном крыле антиклинали.

Алайские слои в районе исследования отличаются выдержанностью по простирацию. Мощность нижеалайских слоёв резко возрастает до 20-30 м (разрез Гузан Центральный). Они сложены преимущественно глинистыми волноприбойными песчаниками, песчаными ракушняками, а также серо-зелёными прибойно-иловыми, часто палыгорскитовыми, глинами. Верхнеалайские слои достигают мощности 25-30 м. Доминируют волноприбойные известняки мелководной карбонатно-слоистой фации.

Резкое увеличение мощностей туркестанских осадков в районах Кима и Западного Гузана указывает на сильное прогибание к востоку от Каратауской антиклинали. Здесь преобладают пелитовые осадки (Ким, Гузан Западный) при сохранении трёхчленного строения разрезов.

На западе Гузанской антиклинали мощность туркестанских слоёв достигает 55 м. В основании залегают нижнетуркестанские серо-зелёные глины мощностью 7-10 м. Мощная пачка песчаников и ракушняков с прослоем серо-зелёных прибойно-иловых глин в средней части разреза образует среднетуркестанские слои. Позднетуркестанские слои представлены 8-12-метровой пачкой серо-зелёных глин монтмориллонитового состава. Мощности риштанских слоёв в пределах 20-25 м, преобладают ракушняки с остатками крупных плоских устриц, ожелезнение и омарганцевание характерно лишь для верхней части слоёв.

В районе разреза Гузан Западный общая мощность исфаринско-ханабадских слоёв ступенчато возрастает почти до 50 м. Это свидетельствует о заметных нисходящих движениях в Исфаринском прогибе. Отмечается интенсивное ожелезнение и омарганцевание опоквидных глин.

Вдоль северного борта Гузанской антиклинали мощность исфаринско-ханабадских слоёв достигает 55-68 м; из них на исфаринский интервал приходится 35-40 м. Здесь отложения представлены опоквидными глинами, а ханабадские – серо-зелёными относительно глубоководными разностями глин.

Сумсарские слои в пределах Гузанской антиклиналей претерпели предмиоценовый размыв, в связи с чем судить об их действительных мощностях затруднительно.

Таким образом в пределах Гузанской антиклинали литологическая характеристика палеогеновых отложений сводиться к следующим признаками:

1) в раннепалеогеновое время происходит гипсонакопление с формированием лагунных гипсов свиты Гознау мощностью от 10-15 до 30 м.

2) в позднепалеогеновое время отмечается прогибание Гузанской антиклинали с развитием прибойно-обломочных, доминированием прибойно-иловых образований со значительным количеством роющих организмов (иллоедов) и фауной пелеципод, мощностью 40-50м.

3) резкое увеличение мощностей туркестанских осадков до 40-45 м в районе Кима и Западного Гузана указывает на сильное прогибание к востоку от Каратауской антиклинали.

4) Сумсарские слои претерпели предмиоценовый размыв, в связи с чем судить об их действительных мощностях затруднительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геккер Р.Ф. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии / Р.Ф. Геккер, А.И. Осипова, Т.Н. Бельская. – М.: Наука, 1962. – 332 с.
2. Султонов П.С. Фациально-палеогеографические особенности палеогеновых отложений Ферганской впадины и связанные с ними полезные ископаемые / П.С. Султонов. – Ташкент, 2018. – 56 с.

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭТАЛОННЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕЙ ПЕРМИ, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Р.Х. Сунгатуллин, Г.М. Сунгатуллина, Н.Г. Нургалиева, Р.А. Файзханов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Сегодня изотопные данные являются важным элементом литолого-стратиграфических исследований. В частности, изучение эталонных разрезов (кандидатов на роль мировых эталонов нижних границ ярусов Международной стратиграфической шкалы – эталоны GSSP или «золотые гвозди») сопровождается определением содержаний стабильных изотопов (обычно $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) и органического углерода (Сорг.) и возможностью глобальной геохимической корреляции [2].

Представленная работа посвящена первым данным по изотопно-углеродной характеристике 2-х эталонных нижнепермских разрезов Предуральского прогиба: Дальний Тюлькас (граница сакмарского и артинского ярусов) и Мечетлино (граница артинского и кунгурского ярусов). Первый разрез является кандидатом GSSP нижней границы артинского яруса, второй – нижней границы кунгурского яруса. Разрезы относятся к флишевой формации и достаточно полно изучены в литохимическом плане [3].

Определение изотопного состава углерода производилось на изотопном масс-спектрометре DeltaVPlus (Thermo Fisher Scientific, Германия) с приставкой FlashHT в режиме постоянного потока в лаборатории Казанского федерального университета (аналитики Б. И. Гареев, Г. А. Баталин).

В разрезе Дальний Тюлькас фиксируется резкий позитивный сдвиг значений $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) от слоя 7-5 до слоя 9-1 от значения -9,6‰ до -3,6‰. Данный сдвиг сопоставим с положительным выбросом от -11,7‰ до -2,2‰ в приподошвенной части артинского яруса по данным зарубежных исследователей [4]. Результаты исследований органического углерода 124 образцов в разрезе Дальний Тюлькас показали, что диапазон значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ изменяется от -29,33 до -21,70 ‰ при среднем значении -25,81 ‰, что в целом характерно для пермских разрезов [1, 2]. Анализ изотопных данных по данному разрезу позволяет различать здесь 7 изотопно-углеродных зон: 4 зоны в верхней части сакмарского яруса и 3 зоны в нижней части артинского яруса. Границы зон проводятся в основном по наиболее высоким значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ (~ -25 - -22 ‰). Выделенные изотопно-углеродные зоны, по-видимому, отражают цикличность флишевой толщи приграничного интервала. При этом спокойная морская обстановка осадконакопления со стабильными климатическими, тектоническими и гидрологическими условиями характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в диапазоне -24 – -28 ‰. В слое 9-3 (низ артинского яруса) обнаружена негативная аномалия $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}} = -42,42$ ‰, которую можно использовать в качестве изотопного маркера при корреляции приграничных сакмарско-артинских разрезов. Происхождение данной аномалии возможно связано с наличием крупных карбонатных конкреций (размером до 30-40 см) в основании артинских отложений, которые встречаются только в данном слое.

В пограничных отложениях разреза Мечетлино впервые выполнено определение содержаний $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) для артинского (33 образца) и кунгурского (11 образцов) ярусов. В артинском ярусе значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -5,4‰ до 0,4‰, в кунгурском ярусе - от -3,5‰ до -0,4‰. Результаты по 36 образцам по определению содержаний органического углерода показали, что $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ изменяется от -31,34 до -21,75 ‰ при среднем значении -23,96 ‰, что характерно для пермских разрезов [1, 2]. В целом анализ изотопных данных по разрезу Мечетлино позволил выделить

здесь 10 изотопно-углеродных зон, границы которых проводятся в основном по наиболее высоким значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ ($\sim -22\text{‰}$). Выделенные изотопно-углеродные зоны, по-видимому, отражают цикличность флишевой толщи приграничного интервала. В верхней части артинского яруса (нижняя часть слоя 0 и с середины слоя 2 до слоя 10) отмечаются устойчиво стабильные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}}$ в диапазоне $-22 - -26\text{‰}$ (изотопные зоны V-VIII), что отвечает спокойной морской обстановке осадконакопления со стабильными климатическими, тектоническими и гидрологическими условиями, что находит подтверждение в большом разнообразии фаунистического комплекса. Отмечается незначительный отрицательный экскурс ($-27,0 - -28,22 \text{‰}$) в пределах слоев 0, 1, 2 артинского яруса (изотопная зоны IV). Существенная негативная аномалия со значением $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}} = -31,34\text{‰}$ (изотопная зона IX) расположена в 1,7 м выше нижней границы кунгурского яруса и может быть использована в качестве изотопного маркера при корреляции разрезов. Происхождение данной аномалии возможно связано с началом аридизации климата и гибелью наземной растительности. Это находит подтверждение в привносе в морской бассейн изучаемого района в раннем кунгуре большого количества растительных остатков (стебли, обрывки, семена).

Таким образом, изотопно-углеродная характеристика пород эталонных разрезов помогает расчленению флишевых толщ и обнаружению приграничных аномалий для проведения геохимической корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров Ю.Д. Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на северо-востоке Азии / Ю.Д. Захаров, А.С. Бяков, М. Хорачек // Тихоокеанская геология. – 2014. – Т. 33. – № 1. – С. 3–19.
2. Захаров Ю.Д. Значение изотопно-углеродных данных по пограничным слоям перми и триаса в Верхоянье для глобальной корреляции базальных слоев триаса / Ю.Д. Захаров, А.С. Бяков, С. Рихоц (S. Richoz), М. Хорачек (M. Horacek) // ДАН. – 2015. – Т. 460. – № 1. – С. 60–64.
3. Мизенс Г.А. Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы / Г.А. Мизенс, Р.Х. Сунгатуллин, Г.М. Сунгатуллина, Б.И. Гареев, Г.А. Баталин, Ф.Ф. Садриев // Литосфера. – 2018. – Т. 18. – № 6. – С. 819–838.
4. Zeng J. Carbon isotope stratigraphy and implications of paleoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia / J. Zeng, C.C. Cao, V.I. Davydov, S. Shen // Gondwana Research. – 2012. – V. 21. – Is. 2-3. – P. 601–610.

О НЕКОТОРЫХ СЛЕДСТВИЯХ НЕДООЦЕНКИ ИДЕЙ Н.А. ГОЛОВКИНСКОГО В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ (КЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С.С. Сухов

АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия

Год назад исполнилось 150 лет со дня публикации фундаментального исследования Н.А. Головкинского [1] – его докторской диссертации, переизданной в следующем 1869 г. В ней установлено «парадоксальное» явление возрастного скольжения границ горизонтов. Общеизвестно [4 и др.], что автору крайне не повезло: большинство из современных ему отечественных геологов не поняли выдающегося значения выявленного явления, «переоткрытого» 25-ю годами позже и ставшего известным как закон И. Вальтера. К сожалению, идеи Николая Алексеевича, забытые на многие десятилетия и привлёкшие внимание соотечественников лишь с конца 1940-х годов, до сих пор в ряде аспектов не получили должного внимания, признания и развития, несмотря на частые упоминания в курсах осадочной геологии.

Большинство отечественных стратиграфов [2 и др.] по сути уклонились от исследования открытого им явления [6], полагая, что его роль – не более чем предостережение не переоценивать литологическое единство отложений как критерий их хронологической одновременности. Литологи же, «озабоченные» расшифровкой цикличности толщ, увидели в итоговой «чечевице» автора прежде всего отражение тектонических движений. На задний план ушло рассмотрение слоистой структуры палеобассейнов, именуемой в современной сиквенс-стратиграфии архитектурой. Внятного объяснения соотношения «миграционной слоистости», «управляемой тектоническими осцилляциями дна», и «мутационной», «формирующейся при фиксированном положении берега, при полном затушевывании тектонического фактора» так и не было дано даже наиболее глубоким исследователем наследия Н.А. Головкинского С.И. Романовским. Он неоднократно указывал, что установленная Головкинским закономерность заключается, прежде всего, в зависимости миграционной слоистости от колебательных движений земной коры и что она справедлива *«как сейчас твердо установлено, только для прибрежно-морских образований зоны шельфа* (курсив мой. - С.С.)» [4, с. 66].

Представляется однако, что приведенные выше, господствующие в научной и учебной литературе утверждения, а также уход в рассуждениях в общеполитические сферы сильно сужают и обедняют видение Головкинским процесса слоенакопления. То же относится и к начавшемуся с Н.Б. Вассоевича и популярному до ныне абстрактному графическому отображению формирования миграционной слоистости в виде хроностратиграфической развертки – с горизонтальным расположением слоев, принципиально отличному от того, что рисовал Н.А. Головкинский.

Сопоставление разработок в кембрийской стратиграфии Сибирской платформы (СП) с современными концептуальными положениями сиквенс-стратиграфии и с построениями Н.А. Головкинского заставляет обратить внимание на ряд условий функционирования модели слоенакопления последнего, которые он считал, видимо, настолько очевидными, что не разъяснял их детально. Во-первых, это неперемный первичный уклон дна в осадочном бассейне (никакие трансгрессии и регрессии невозможны при горизонтальном его залегании). При трансгрессиях литологические горизонты залегают круче изохронных слоев, при регрессиях –

положе. Во-вторых, вектор смещения фаций определяется не столько тектоническими процессами, сколько их соотношением с привносом материала в бассейн, с эвстатическими колебаниями и климатическими флуктуациями. В-третьих, миграционная слоистость проявляется лишь в достаточно мощных слоистых пакетах – в горизонтах (пачках, свитах, формациях), сложенных мутационными слоями.

Исследования кембрия СП [5] показали, что осадочные бассейны – структуры долгоживущие и, будучи заполненными водой, всегда потенциально недокомпенсированы. В платформенных условиях с карбонатным осадконакоплением могут формироваться глубоководные топографические депрессии. Осадкоемкое пространство бассейнов заполняется сигмоидно-линзовидными телами, имеющими во всем объеме, от глубоководья до мелководья, асинхронную расслоенность на «горизонты» (по Головкинскому). Заполнение бассейнов происходит со смещением депоцентра. Положение последнего в какой-то исторический интервал нельзя отождествлять с центром прогиба, как это нередко делается (к тому же со значительным завышением мощности проградирующих отложений за счет трактовки первичных седиментационных наклонов как наложенных тектонических), а подошвенное прилегание конденсированных слоев интерпретировать как перерыв [7].

Начало формирования осадкоемкого пространства глубоководного (до 1 км и более) Куонамского бассейна (E_{1-2}) и его тектонически пассивное клиноформное заполнение ($E_{2m} - E_3$), с проградацией до 500 км и асинхронным фациальным расслоением, существенно разорваны во времени. Кроме того, его углубление и наращивание борта сопровождаются одновременной проградацией (~ 80 км). Именно это – продвижение подводного склона, а не изменение микробиоты моря [3] или его обмеление (мнение И.В. Коровникова, высказанное в его диссертации в 2011 г.) стали причиной снижения содержания и изменения состава ОВ в верхней части конденсированной иниканской свиты в разрезе скважины Хоточу, вскрывшей окраину Куонамского бассейна.

Таким образом, очевидно, что современный сиквенс-стратиграфический анализ слоистой структуры осадочных бассейнов наследует очень многое из того, что было заложено талантливым русским исследователем Н.А. Головкинским.

ЛИТЕРАТУРА

1. Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна / Н.А. Головкинский. – СПб., 1868. – 144 с.
2. Жамойда А.И. Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии / А.И. Жамойда. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 196 с.
3. Парфенова Т.М. Новые сведения о геохимии органического вещества пород куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия Лено-Амгинского междуречья (юго-восток Сибирской платформы) / Т.М. Парфенова // Геохимия. – 2018. – № 5. – С. 448–460.
4. Романовский С.И. Николай Алексеевич Головкинский (1834–1897) / С.И. Романовский. – Л.: Наука, 1979. – 192 с.
5. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы / С.С. Сухов, Ю.Я. Шабанов, Т.В. Пегель и др. – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2016. – Т. 1. Стратиграфия. – 497 с.
6. Сухов С.С. От теоретической стратиграфии – к региональным схемам: путь заблуждений и прозрения / С.С. Сухов // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Томск: ГалаПресс, 2000. – Т. II. – С. 265–267.
7. Сухов С.С. Кембрий окраин Сибирского кратона: слоистая структура, ее генезис и перспективы практического использования / С.С. Сухов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2017. – Т. II. – С. 249–254.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕССОВ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Н.В. Сычев, Е.А. Константинов, Е.А. Мазнева, А.Л. Захаров, К.Г. Филиппова

Институт географии РАН, Москва, Россия

В последние годы возрос интерес научного сообщества к вопросам образования лессов и реконструкции атмосферной циркуляции в южных областях Европы (Gavrilov et al., 2017; Rousseau et al., 2017; Obreht et al., 2017; Sebe et al., 2011; Nawrockia, 2018; Bokhorst et al. 2011; Brada'k, 2009) и в Средней Азии (Dodonov, 1991; Song, 2010; Machalett, 2008). Нет единства во взглядах исследователей на проблему источников лессов Предкавказья и природу их высокой (до 150 м) мощности (Федорович, 1960; Балаев, Царев, 1964; Галай, 1990; Rozyski, 1991; Болиховская, 1995).

Основной целью наших исследований было установление источников лессов и реконструкция атмосферной циркуляции в Предкавказском регионе. Для этого необходимо было выявить закономерности в пространственной изменчивости геохимических свойств верхнеплейстоценовых лессов в Предкавказском регионе.

Для решения обозначенных задач была пробурена серия из 15 скважин, образцы были взяты с нескольких уровней (0, 1,0, 2,0 3,0 м), то есть из голоценовой почвы и кровли позднеплейстоценовых лессов. Скважины закладывались на плоских междуречьях без явных следов линейной эрозии для получения наиболее сохранных архивов. Расчленение отложений в керне производилось на основании стратиграфической схемы лессов русской равнины (Величко и др., 2012) и морфологических признаках вскрываемых почв. Таким образом получалась хронологическая привязка.

Информацию о близости исследуемой толщи лесса к источнику сноса может дать пространственный анализ химических элементов и тяжелой фракции. Так, например, концентрация Al и Fe будет увеличиваться при удалении от источника, поскольку данные элементы привязаны к тонкодисперсным частицам, значительная часть которых представлена филлосиликатами и соответственно, способны уноситься дальше. Для реконструкции основных трендов переноса пыли можно использовать K, Ti, и Zr. Причем первые два должны показывать тренд к увеличению концентрации с удалением от источника, а циркон - наоборот, что связано с различиями в их массе.

В результате, аналитических исследований были получены тренды изменения геохимического состава лессов. Эти тренды свидетельствуют о том, что источник сноса Предкавказских лессов находился на востоке. Им мог являться, как Прикаспийская низменность, так и пустыни Средней Азии.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД СТАРОРУССКОЙ И ВАСИЛЕОСТРОВСКОЙ СВИТ ВЕРХНЕГО ВЕНДА В ОКРЕСТНОСТЯХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

А.Б. Тарасенко

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Рассмотрено строение верхневендских отложений вблизи Санкт-Петербурга, вскрытых новыми скважинами Уткина Заводь-1, Тыйцы-2, Авлога-12R. При минералого-петрографическом анализе песчаников, алевролитов и алтернитов (тонкое чередование песчаников, алевролитов и глин) старорусской (редкинский горизонт) и василеостровской (котлинский горизонт) свит верхнего венда внимание было уделено составу аллотигенных и аутигенных компонентов, слагающих породы.

Старорусская свита (мощностью 44-46 м) в изученных разрезах, как и на остальной территории ее распространения в пределах Ленинградской области состоит из трех пачек [1, 2]. Нижняя и верхняя пачки сложены песчаниками и алтернитами; средняя пачка имеет преимущественно глинистый состав. Песчаники зеленовато-серые полевошпат-кварцевые (кварца 50-70%, полевого шпата 5-25%), по структуре разномзернистые. Грубозернистые и мелко-среднезернистые разности преобладают в нижней пачке, а мелко-тонкозернистые алевритистые – в верхней. В составе песчаников и нижней, и верхней пачек доминируют полуугловатые и полуокатанные псаммитовые зерна, пространство между ними заполнено угловатыми алевритовыми обломками; встречаются хорошо окатанные псефитовые (мелкогравийные) зерна кварца с мозаичным погасанием. Текстура массивная или неотчетливая косослоистая, намечаемая намывами пластинок слюды (мусковита, серицита, биотита) и алевритовых зерен кварца. Цемент порового и базального типа имеет кремнистый и карбонатный состав, а цемент контактового и пленочного типа – сидеритовый и хлоритовый.

Алтерниты представлены линзовидно-полосчатым (1-5 см) чередованием светло-серого кварцевого грубозернистого песчаника, серого кварц-серицитового алевролита и зеленовато-серой тонкодисперсной глины. В составе алевропсаммитовых разностей преобладает кварц (80-90%), присутствуют измененные полевые шпаты, цирконы. Зерна псаммитовой и псефитовой размерности округлые окатанные и полуокатанные, зерна алевритовой размерности – угловатые. Цемент карбонатный и кремнистый базального типа, локально – железисто-серицитовый. На межслойковых поверхностях и в основной массе породы рассеяны кристаллы пирита.

Василеостровская свита (мощностью 160-180 м) в указанных скважинах с постепенным переходом залегает на старорусской; подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. На территории Ленинградской области характеризуется относительным постоянством состава и строения [1, 2]. Нижняя подсвита сложена алтернитами (чередование песчаников, алевролитов и глин), грансостав которых уменьшается вверх по разрезу. Верхняя подсвита имеет трехчленное строение: в нижней части доминируют глины, в средней – песчаники и алтерниты, в верхней – глины и алтерниты. В глинах и алтернитах присутствуют редкие тонкие (1-5 см) прослои сидеритов, имеющих микрокристаллическую, микрогранобластовую структуру.

Песчаники василеостровской свиты светло-серые кварцевые (60-80%) мелко-тонкозернистые в различной степени алевритистые. По форме преобладают полуокатанные и окатанные зерна кварца и полевых шпатов, отмечены чешуйки серицита, хлорита, мусковита, зерна циркона. Цемент хлоритовый – пленочный;

кремнистый – контактовый; сидеритовый и кальцитовый – сгустковый. Присутствуют кристаллы доломита и пирита (1-5%). Текстура пород тонкослоистая, пологоволнисто-слоистая, намечаемая намывами кварц-серицитового алевритового материала.

Алтерниты представлены тончайшим градационным и линзовидно-полосчатым отчетливым чередованием голубовато-серых алевритистых глин (2-5 мм); белых, светло-серых кварцевых слюдистых алевролитов и тонкозернистых кварцевых песчаников (1-10 мм); серовато-желтых микритовых сидеритов (до 1 мм). Угловатые и полуокатанные алевро-псаммитовые зерна кварца (80-90%); чешуйки серицита, хлорита и мусковита сцементированы сидеритом базального или порового заполнения. Текстура внутри слойков пологоволнистослоистая, намечаемая намывами слюды и алевро-пелитового материала. На межслойковых поверхностях наблюдаются скопления и рассеянные вкрапленники кристаллов пирита, тончайшие органические пленки.

Сходный минеральный состав обломочных пород старорусской и василеостровской свит свидетельствует о постоянстве источника сноса материала, но условия накопления осадка во времени изменялись. В начале старорусского времени осадконакопление, вероятно, протекало в области разгрузки мутьевых потоков. На это указывают резкие нижние границы «мусорных» песчаных слойков и градационный переход к алевро-пелитовым разностям. В начале василеостровского времени в зоне подвижного мелководья накапливались песчаники и алтерниты, в составе которых доминируют окатанные зерна. Увеличение содержания кварца (повышение зрелости) наряду с уменьшением количества полевых шпатов вверх по разрезу, по-видимому, свидетельствует о перемыве более древних отложений. Наиболее высокое стояние уровня моря в середине василеостровского времени способствовало медленному прерывистому осаждению пелитовых частиц ниже базы нормальных волнений. В конце василеостровского времени отмечается снижение уровня палеобассейна, накопление обломочных отложений в мелководно-морских обстановках.

Минералого-петрографический анализ новых разрезов позволил установить различия в составе и распространении аллотигенных компонентов. Они проявляются в увеличении содержания кварца, улучшении сортировки и окатанности обломочного материала в песчаниках василеостровской свиты, по сравнению со старорусской. Состав аутигенных компонентов практически не изменяется (карбонатный, кремнистый, хлоритовый цемент; рассеянная вкрапленность и послойные скопления пирита), однако в василеостровской свите появляются тонкие прослои сидеритов. Эти различия помогут обоснованию расчленения и сопоставления разрезов, а также дополнят историю осадочного породообразования на территории Балтийско-Ладожской моноклизы.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 17-05-00498.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вербицкий В.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 – Псков, О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка / В.Р. Вербицкий, И.В. Вербицкий, О.В. Васильева, В.В. Саванин и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 510 с.
2. Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание / под ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1971. – 504 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЛАСТОВ Ю₂₋₄ НА ЮГЕ ХАНТЫМАНСИЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ (УВАТСКИЙ РАЙОН)

Е.С. Таффарель

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия

Территория исследований расположена в Уватском районе Тюменской области и включает в себя Пограничный, Северо-Комариный, Верхне-Лумкойский, Лумкойский и Нижнелумкойский участки недр. Исследуемая территория находится в южной части Хантымансийской котловины [5], на стыке Уватского и Салымского НГР Фроловской НГО, согласно [6]. На данной территории разведаны залежи нефти и газа в меловых и юрских отложениях.

На территории исследований во Фроловской НГО выделяются три основных нефтегазоносных комплекса (НГК): среднеюрский (пласты Ю₂₋₄), верхнеюрский (пласт Ю₁) и меловой, и три перспективных нефтегазоносных комплекса (ПНГК): доюрский, нижнеюрский (пласты Ю₁₀₋₁₁), среднеюрский (пласты Ю₇₋₉, Ю₅₋₆). Основной объем запасов УВ сосредоточен в юрском интервале разреза. **Среднеюрский НГК** включает в себя отложения верхней подсвиты тюменской свиты позднебайосбатского возраста - пласты Ю₂₋₄ [3]. Данный НГК регионально нефтегазоносен. В пределах Тюменской области выявлено более 30 месторождений. Одно месторождение, в среднем, имеет по две залежи. Нефтегазоносность пластов Ю₂₋₄ доказана на Варягском, Северо-Комарином и пр. месторождениях, где нефтяные залежи связаны со структурными и структурно-литологическими ловушками.

В пределах исследуемых участков строение и состав пород продуктивных пластов Ю₂₋₄ изучены по данным 26 поисково-разведочных скважин [2]. Разрезы пластов Ю₂₋₄ сложены ритмичной толщей алевроито-песчаных пород, где пласты песчаников разделены глинистыми прослоями. Коллекторами в пластах Ю₂₋₄ являются песчаники средне-мелкозернистые, мелко-среднезернистые и мелкозернистые, на локальных поднятиях – алевролиты крупнозернистые. Коллекторские свойства пород пластов Ю₂₋₄, в основном, низкие, доминирует VI класс коллектора по А.А. Ханину [4] с открытой пористостью 10-13%, проницаемостью 0,1- 0,5 мД в опесчаненых прослоях до 17-18%, К_{пр} - 5-12 мД, класс коллектора по А.А. Ханину увеличивается до V, реже - до IV [4]. Покрышкой для пластов Ю₂₋₄ являются аргиллиты абалакской свиты [3].

В настоящий момент **вопрос о нефтематеринских породах (НМП)**, обеспечивавших формирование песчаного резервуара – пакета пластов Ю₂₋₄ тюменской свиты в Фроловской НГО остается дискуссионным. В комплексе методов, применяемых для поисков УВ залежей, важная роль принадлежит геохимическим исследованиям ОВ. Результаты пиролитических исследований образцов керн из ниже-среднеюрских отложений на сопредельных Фроловской и Северо-Тюмской площадях приведены по материалам С.И. Филиной (ИГиРГИ, 1998 г.) и Н.В. Лопатина (НТЦ ПТ, 1999 г.). По [7], НМП с отличным генерационным потенциалом должны содержать концентрации С_{орг} от 4 %, S₂ от 20 мг/г, HI =300-600 мг УВ/г С_{орг}, который соотносится с керогеном I, II типа. По данным Н.В. Лопатина (1999 г.), хорошими нефтегазогенерационными качествами обладают породы с высокими геохимическими показателями: С_{орг}>5 %, S₁>3 мг/г, S₂>25 мг/г. **Аргиллиты тогурской пачки** [3] в вышеприведенных разрезах характеризуются умеренным и богатым НМП, они обладают средними содержаниями геохимических показателей: С_{орг}=8,0-9,5%, S₁=1-2 мг/г, S₂=15-23 мг/г, HI = 240-250 мг УВ/г С_{орг}, тип керогена II-III. **Аргиллиты радомской пачки** [3] характеризуются умеренным и хорошим НМП, обладают высокими значениями геохимических показателей: С_{орг}=8-8,2 %, S₁=1-2

мг/г, $S_2=7-7,5$ мг/г, тип керогена - III. Таким образом, потенциальными НМП в пределах территории исследования являются тогурская и радомская пачки.

Обширная трансгрессия моря с севера в батское время привела к формированию на территории исследований мелководно-морских отложений пластов Ю₂₋₃ [1], накопление которых происходило на склонах унаследовано растущих подводных поднятий IV порядка: Варягского, Комариного, Нижнелумкойского.

В пластах Ю₂₋₄ открыты залежи нефти в ловушках трех типов: *структурных, структурно-литологических и литологических*. Наиболее благоприятными зонами для формирования *структурно-литологических и литологических ловушек* в изученных пластах являются **депресссионные зоны**, расположенные между локальными поднятиями (л.п.) IV порядка (Комариное, Варягское, Нижнелумкойское). Запасы залежей такого типа, составляют 80% от общей суммы извлекаемых запасов УВ на территории исследуемых участков и считаются крупными. В пределах депрессионных зон четко прослеживается потенциально нефтематеринская *тогурская пачка (до 20 м)*. **Ловушки структурного типа** характерны для *малоамплитудных локальных поднятий и структурных носов*. Запасы залежей такого типа составляют 14% от общей суммы извлекаемых запасов территории исследования, на локальных поднятиях - 6%. Потенциальная нефтематеринская *тогурская пачка* прослеживается с сокращением мощности до 10-13 м.

Таким образом, наиболее перспективными для формирования ловушек структурно-литологического и литологического типа являются пониженные участки дна мелководно-морского бассейна, расположенные в непосредственной близости от местных источников сноса (л.п. IV порядка), с зонами развития тогурской пачки повышенной мощности (15-20 м). Вероятно, именно в подобных геологических условиях можно ожидать развития не менее 2-3 продуктивных пластов в пластах Ю₂₋₄, которые при наличии надежной покрышки представляют собой наибольший нефтегазопромысловый интерес на недоизученной части территории исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Конторович А.Э. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А.Э. Конторович, В.А. Конторович, С.В. Рыжкова, Б.Н. Шурыгин, Л.Г. Вакуленко, Е.А. Гайдебурова, В.П. Данилова, В.А. Казаненков, Н.С. Ким, Е.А. Костырева, В.И. Москвин, П.А. Ян // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972-1012.
2. Предтеченская Е.А. Вещественный состав, коллекторские свойства и условия формирования среднеюрских продуктивных пластов Иртыш-Демьянского междуречья (Западная Сибирь) / Е.А. Предтеченская, З.Я. Сердюк, Е.С. Бубнова // Материалы 11 Уральского литологического совещания «Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 210-214.
3. Решения 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.
4. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение / А.А. Ханин. – М: Недра, 1969. – 368 с.
5. Тектоническая карта Западно-Сибирской плиты масштаба 1:1000000 / под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского, Л.Л. Подсосовой / Геопортал Югра. Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана. – Тюмень, 1998. <https://maps.crru.ru/smmaps/cmViewer.php>
6. Карта нефтегазогеологического районирования Тюменской области (южные районы) http://vsegei.com/ru/info/gisatlas/ufo/tyumenskaya_obl/f_13_rayonir_NG.jpg
7. Peters K.E. The biomarker Guide. Second Edition. Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History / K.E. Peters, C.C. Walters, J.M. Moldowan. – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press. – 2005. – 1155 p.

ЭТАПЫ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ КАК ОСНОВА ВЫДЕЛЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах, Х.А. Хусаинов

Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

Несмотря на длительные геологические исследования в Республике Узбекистан многие вопросы четвертичного периода до сих пор не решены, среди них – вопрос отражения тектонических движений на четвертичное осадконакопление. Вместе с тем, многие исследователи: И.В. Мушкетов, С.С. Шульц, Е.Я. Ранцман, Ш.Д. Давлятов, М.Х. Ходжибеков, Б.Б. Ситдилов, Г.Ф. Тетюхин, Р.Н. Ибрагимов, А.П. Райаман описывали новейшие и современные тектонические движения на территории Узбекистана [1]. Все эти исследователи едины в том, что новейший этап в регионе характеризуется резкой активизацией тектонических движений и имеет циклический характер с постепенным ростом интенсивности тектонических движений в олигоцен-четвертичное время. Одни исследователи: С.С. Шульц, Н.П. Костенко и другие последний этап новейших тектонических движений относят к неоген-четвертичному времени, другие: Б.Б. Ситдилов выделяет самостоятельно активизацию как верхнеплиоценовых, так и четвертичных тектонических движений. Однако, Е.М. Ранцман придерживается двух тектонических этапов: плиоцен-раннечетвертичный и среднечетвертичный-современный. В работах Ш.Д. Давлятов и М.Х. Ходжибеков на основе структурно-формационного анализа территории Узбекистана описаны две области – альпийский платформенный (J-Q), раннеальпийский платформенный и позднеальпийский орогенный (P_3^3 -Q). Для каждой из этих областей они выделяют дробные структурные подразделения. В частности, в орогенном комплексе они отмечают три подразделения: верхний олигоцен-миоценовый (P_3^3 -N₁), средний плиоцен-древнечетвертичный (N₂-Q₁) и четвертичный (Q₂-Q₄).

На основании проведенных исследований и обобщение литературных данных [2] в регионе нами отмечаются три этапа активации новейших тектонических движений: раннеорогенный, позднеорогенный и современный. Однако, если проследить развитие неотектонических событий в региональном масштабе, то отдельные области региона развивались в отличных друг от друга тектонических условиях. Это связано с тем, что важной составной частью тектонических движений являются области, в которых они развивались. В настоящее время можно выделить три области: 1) область с платформенным режимом развития в течение всего этапа новейших тектонических движений (P_3^3 -Q); 2) область с орогенным режимом развития в течение всего этапа новейших тектонических движений (P_3^3 -Q); 3) область, вовлеченная в орогенный режим развития в позднечетвертичное и современное время (Q₂-Q₄) [2].

Из этих данных свидетельствует, что в четвертичное время, в одно и то же время, четвертичное осадконакопление шло по-разному в трех тектонических областях и естественно разрезы четвертичных образований по лито- и стратиграфическим признакам не будут напрямую сопоставляться между собой.

Выделенные этапы тектонического развития четвертичного периода были положены в основу выделения стратиграфических подразделений региона [2]. Наиболее крупным стратиграфическим подразделением, охватывающим весь последний этап новейшего тектонического развития четвертичного периода, выделен как Тяньшанский орогенный комплекс. При этом отложения верхнего плиоцена до нижнего Акчагыла отнесены к четвертичной системе, так как они

являются морскими аналогами континентальных древнечетвертичных образований, только морские отложения образовались в пределах платформенной области, а континентальные в орогенной области. По палеомагнитным данным эти толщи между собой полностью сопоставляются.

Внутри орогенного комплекса выделены три стратиграфических подразделения меньшего ранга и названы серией: раннетяньшанская (Q_1), позднетяньшанская (Q_2) и современная (голоценовая) аральская (Q_3) серии. В основу этих серий положены критические периоды региональной активизации неотектонических событий в течение всего четвертичного времени. Продолжительность ранней серии – 1,73 млн. лет, поздней – 0,700 млн. лет и современной 10-15 тыс. лет. В пределах каждой серии выделены дробные стратиграфические подразделения – свиты. Они отражают развитие новейших тектонических движений низкого ранга, имеющих локальный характер.

Необходимо отметить, что в раннеорогенную эпоху в регионе имеют распространение осадки, образовавшиеся как в орогенных, так и в платформенных условиях, при этом платформенные представлены морскими и озерными, а орогенные – континентальными отложениями. Первые преобладают и занимают западную часть региона, а вторые, главным образом, распространены на востоке Узбекистана и имеют небольшие мощности. Начиная с позднеорогенной эпохи практически на всей территории Узбекистана распространены континентальные отложения в связи региональной активизацией тектонических движений и вовлечением платформенной области в орогенную стадию. В это время мелководное море полностью покидает территорию Узбекистана. Рост горных сооружений приводит впервые к появлению ледников и изменению климатических условий. Климат приобретает зональный характер с ярко выраженными гумидными, субаридными и аридными признаками. Осадки от красновато-коричневого цвета постепенно переходят в желтовато-серый, серый цвета, идёт интенсивное накопление лёссовых пород особенно в гумидной и субаридной зонах региона.

Следующий импульс тектонических движений с ещё большей интенсивностью отмечается в начале голоцена, где практически все реки региона в своём нижнем течении изменили направление: Кашкадарья, Заравшан отошли на восток, Санзар повернул на север, а реки Сырдарья и Амударья направились к Аральскому морю. Однако, интенсивность современных тектонических движений не уменьшается в голоцене: с отдельным импульсом тектонических движений связано образование Аральского моря (5 тысяч лет назад), а более с поздними импульсами формирование ряда высокогорных озёр (1500-2000 лет) и несколько десятков закартированных сейсмодислокаций региона. О напряжённости современных тектонических движений региона указывает сейсмическая активность и данные инструментальных геодинамических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тойчиев Х.А. Палеомагнитная стратиграфия континентальных четвертичных отложений Узбекистана: авт. дис. ... докт. геол.-мин. наук / Х.А. Тойчиев. – Ташкент, 1996. – 33 с.
2. Тойчиев Х.А. Четвертичная геология. Часть 3. Стратиграфия четвертичных отложений за рубежом и в Узбекистане. Методическое пособие для студентов вузов геологического направления / Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах. – Ташкент: НУУЗ, 2014. – 84 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УФИМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ

Д.Е. Трапезников

Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

Соликамская впадина одна из крупнейших отрицательных тектонических структур Предуральяского краевого прогиба, где отложения уфимского яруса развиты практически повсеместно и вскрыты большим количеством скважин.

Уфимский ярус, в соответствии с ОСШ, относится к нижней перми и подразделяется на соликамский и шешминский горизонты.

Соликамский горизонт представлен одноименной свитой, которая подразделяется на две подсвиты. *Нижнесоликамская подсвита* (P_1sl_1) представлена соляно-мергельной толщей (СМТ), в которой доминируют карбонатно-глинистые породы, каменная соль и гипс-ангидритовая порода. *Верхнесоликамская подсвита* (P_1sl_2) представлена терригенно-карбонатной толщей (ТКТ), сложена карбонатными и терригенными породами [1].

Шешминский горизонт представлен одноименной *шешминской свитой* ($P_1šš$), которой соответствует пестроцветная толща (ПЦТ), сложенная, в основном, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинами и конгломератами.

В ходе изучения соляно-мергельной толщи, нами было выявлено наличие 13 реперных прослоев каменной соли или гипсов. Это позволило уточнить строение и составить новую схему стратиграфического расчленения СМТ. Полный разрез состоит из четырех крупных циклотем, характеризующих крупные периоды (мезоциклы) седиментации в структуре бассейна. Каждая циклотема подразделена на циклиты, выделенные по реперным слоям. Циклиты сложены парами слоев – мергелем и каменной солью или гипсом, что отвечает эвапоритовому циклу. На периферии Соликамской впадины зафиксирована фаціальная смена соляных слоев гипсовыми.

В Соликамской впадине, в период формирования соляно-мергельной толщи, существовал единый бассейн седиментации, на что указывают общий характер распространения эвапоритовых слоев и зональное распределение их мощностей.

Установлено, что тектонические процессы различных порядков определяли динамику развития солеродного бассейна. Так, постепенная вертикальная смена эвапоритовых отложений морскими, обусловлена общей трансгрессией в этом регионе. Миграция депоцентра соликамского бассейна связывается с активизацией Красноуфимского глубинного разлома у западной границы Соликамской впадины. Это привело к внутриформационному движению кунгурских солей и заложению линейно вытянутой синклинальной структуры Камского прогиба. Развитие разлома привело к погружению западного крыла Соликамской впадины, в результате чего начал формироваться Камский прогиб, заполнявшийся осадками. Это привело к тому, что мощность соляно-мергельной пачки в пределах прогиба вдвое больше, чем в других частях впадины.

Таким образом, уфимский эпиконтинентальный бассейн Соликамской впадины имел периодическую связь с нормально-соленым морем, а благодаря активизации соляной тектоники, на некоторых участках происходило интенсивное погружение дна бассейна, что приводило к компенсированному осадконакоплению.

Изучение закономерностей распределения маркирующих слоев и литологического строения терригенно-карбонатной толщи позволяет предполагать в разрезе верхнесоликамской подсвиты сочетание разнообразных мелководно-морских, прибрежно-морских, дельтовых, а также лагунных отложений. На это указывает наличие в разрезе ТКТ карбонатных отложений с морскими и неморскими

фоссилиями, косослоистых песчаников с растительным детритом, а также развитие в некоторых слоях трещин усыхания.

Картирование крупных клинообразных песчаных тел позволило выявить наличие нескольких этапов поступления обломочного материала на фоне аутигенного осаждения карбонатов. Доля песчаных слоев в разрезе и распределение их мощности по площади говорят о юго-восточном источнике сноса, что также подтверждает минералого-петрографический состав пород. Осаждение песчаного материала шло в широких дельтовых конусах, имеющих несколько ветвящихся рукавов. Также хорошо прослеживается эволюция дельтового фронта, который становится все шире и смещается на запад.

Анализ разреза верхнесоликамской подсвиты позволяет говорить о развитии нескольких тектонических структур в пределах впадины, которые начали формироваться еще в раннесоликамское время.

Активизация Красноуфимского глубинного разлома на западе впадины спровоцировала структурную перестройку внутри кунгурской соляной толщи, что привело к дальнейшему развитию Камского прогиба и его росту на юг. В позднесоликамское время в активную стадию развития вступил Камско-Вишерский вал, который изолировал мелководное внутриплатформенное море от Соликамской впадины. Формирование вала, в свою очередь, привело к накоплению лагунных гипс-галитовых пород в Камском прогибе.

Шешминское время в пределах Соликамской впадины характеризуется континентальными условиями осадконакопления. Пестроцветные отложения накапливались преимущественно в условиях аккумулятивных равнин (озер, дельт и русел рек). При этом формирование красноцветных терригенных осадков происходило в бассейнах с окислительными условиями, а сероцветных – в восстановительной среде. Накопление карбонатных отложений происходило только в изолированных бассейнах, куда морские воды поступали в периоды крупных трансгрессий.

В шешминское время активизировались глубинные разломы, что привело к формированию таких тектонических структур, как Камско-Вишерский вал, Камский, Дуринский и Боровицкий прогибы. Все прогибы по своей природе являются консидементационными сбросами и представляют собой структуры, сформировавшиеся в ходе активизации соляной тектоники. На начальной стадии ведущим триггером их образования была активизация глубинных разломов в фундаменте, что приводило к нарушению целостности соляной и надсоляной толщ. Это провоцировало соскальзывание надсолевых толщ по поверхностям листрических сбросов и перераспределение соляной массы. Выжимание солей шло как в сторону лежачего, так и висячего крыльев сбросов. При этом в лежащем крыле формировались изометричные соляные антиклинали, а в висячем крыле вдоль разлома формировались вытянутые валы.

Активизация процессов подземного выщелачивания солей, в свою очередь привела к формированию специфической высокоминерализованной гидрологической среды. На это указывает наличие в медистых песчаниках поздней минерализации, представленной хлоридами, в том числе содержащих бром.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 18-05-00046.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копнин В.И. Соликамский калиеносный бассейн / В.И. Копнин // Пермская система земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. – Свердловск, 1991. – Ч. 3. – С. 103-135.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.А. Тугарова

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Россия

Современный этап прогноза нефтегазоносности недр характеризуется существенным усложнением геологических объектов, вовлекаемых в сферу интересов нефтяных компаний. Все больший интерес вызывают месторождения углеводородов (УВ), приуроченные к кристаллическим породам фундамента. Скопления и притоки нефти и газа промышленного значения, связанные с породами фундамента, установлены в осадочных бассейнах различного типа практически на всех континентах. Промышленная нефтегазоносность выявлена в фундаменте 54 нефтегазоносных бассейнов мира – это более 450 месторождений УВ [1, 3, 4].

Большинство выявленных залежей относятся к верхней части фундамента, а чаще к элювию, образованному по кристаллическим породам, а также к пластам, сложенным продуктами переотложения кор выветривания. При этом, как показывает практика, крайне редко решается проблема разделения пачек коренных пород фундамента, элювия и продуктов его переотложения. Это связано, прежде всего, со сложностью их дифференциации геофизическими методами.

Коренные породы фундамента Западной Сибири обычно относят к так называемому горизонту М1, а перекрывающие их более молодые отложения к горизонту М [2]. Практически чистый карбонатный состав пород фундамента и продуктов его переотложения вносит ограничения в использование геофизических методов, выделение кровли М1 по сейсмическим данным затруднено. Обоснование генетических типов пород в этом случае практически полностью связано с литологическими исследованиями керна.

Все больше становится очевидной роль гидротермальной проработки пород фундамента как процесса, контролирующего возникновение коллекторов. Диагностика этих процессов практически полностью решается методами стадийного анализа.

В работе представлены литолого-геохимические данные по керну одного из лицензионных участков ПАО «Газпром нефть», на котором вскрыт карбонатный разрез фундамента и проведены всесторонние литолого-геохимические исследования пород разреза. Аналитические исследования выполнены на базе ООО «Нефтеком» (г. Тюмень).

Макроскопическое описание керна позволило наметить в изучаемом карбонатном разрезе три интервала: нижний – коренные породы девона; средний – остаточный элювий; верхний – продукты переотложения коры выветривания.

Нижняя часть разреза представлена биоморфными известняками и доломитами, возраст которых биостратиграфически определен как средний-поздний девон. Фаунистический комплекс включает фораминиферы, остракоды, табуляты, гастроподы, строматопоры. Породы интенсивно изменены вторичными процессами, из которых максимально проявлена доломитизация. Петрографически фиксируются крупные и гигантские кристаллы доломита с отчетливо выраженными зонами роста, характерные для пород, находившихся в зонах тектонической активизации и гидротермальной проработки [5]. По разрезу доломитизация проявлена циклично. Часто отчетливо фиксируется механическое дробление кристаллов доломита, отражающее последующий этап тектогенеза.

Средняя часть разреза предположительно диагностирована как остаточный карбонатный элювий. Фауна, пригодная для биостратиграфической датировки, в

интервале не сохранилась. Широко проявлены мелкие субвертикальные и субгоризонтальные трещины, часто залеченные кальцитом или каолинитом. Содержание каолинита, диагностированного рентгенофазовым методом, обычно не превышает первые проценты. В породах широко проявлены процессы гипергенного метасоматоза, диагностируемые методами электронной микроскопии и рентгеноспектрального микрозондового анализа.

Верхний интервал разреза – это карбонатные интракластовые брекчии. Состав обломков соответствует породам нижней части разреза. Обломки в разной степени окатанные, но наложенные процессы тектоногенеза и проявленная трещиноватость не всегда позволяют дать однозначную генетическую интерпретацию брекчий по керну. В матриксе пород идентифицирован каолинит.

Характер и интенсивность вторичных вещественных признаков карбонатных пород фундамента позволила убедительно подтвердить первоначальную дифференциацию разреза, выполненную на основе макроскопического описания. Выделены следующие группы вторичных процессов:

1. Стадиальные (фоновые литогенетические) – для всего разреза
2. Гипергенные – для среднего интервала предположительно остаточной коры выветривания
3. Наложенные: гидротермальный метасоматоз и последующее механическое дробление пород – максимально проявлены в коренных породах фундамента.

Детальное изучение вещественно-структурных особенностей указывает на многостадийность тектонической активизации и, как следствие, неоднократное проявление наложенных вторичных преобразований.

Выводы о характере вторичных стадиальных (фоновых литогенетических) и наложенных преобразований подтверждаются геохимическими данными, в частности геохимическими модулями, отражающими экспозиционные воздействия, и данными по биомаркерам органического вещества (ОВ). Последние указывают на вклад «континентальной» составляющей в ОВ средней и верхней частей карбонатного разреза. Именно геохимические данные, наряду с петрографическими и электронно-микроскопическими, позволили выделить индикаторные вещественные признаки литотектоногенеза на изученной площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.П. Гранитоидные коллекторы и нефтегазоносность южного шельфа Вьетнама / В.П. Гаврилов, В.Л. Гулев, Ф.А. Киреев. – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2010. – 294 с.
2. Ковешников А.Е. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы / А.Е. Ковешников, Н.М. Недоливко // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 77-81.
3. Кучерук Е.В. Нефтегазоносность пород фундамента / Е.В. Кучерук // Геология нефти и газа. – 1998. – № 1. <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1992/01/Stat/stat15.html>
4. Халимов Ю.Э. Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитоидных коллекторах / Ю.Э. Халимов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2012. – Т. 7. – № 4. http://www.ngtp.ru/rub/9/58_2012.pdf
5. Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations / J. Warren // Earth-Science Reviews. – 2000. – No 52. – P. 1-81.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ЧУКОТСКОМ МИКРОКОНТИНЕНТЕ В МЕЗОЗОЕ НА ОСНОВАНИИ РАЗВИТИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОТОКОВ

М.И. Тучкова, Е.В. Ватрушкина, С.Д. Соколов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Наиболее важным этапом в истории развития Восточной Арктики является мезозойское время. В этот период произошли главные геологические события, создавшие современный структурный план региона. В докладе рассматриваются седиментационные особенности мезозойских терригенных отложений и их связь с тектоническими событиями, основное внимание уделено этапам появления песчаников, сформированных гравитационными потоками. Детальные фациальные реконструкции в регионе невозможны из-за складчато-надвигового строения осадочных комплексов. Тем не менее, анализ строения мезозойских разрезов выявил несколько этапов проявления мощных песчаных пачек, сложенных гравитационными потоками.

В палеотектоническом отношении регион рассматривается как часть микроплиты Арктическая Аляска-Чукотка [1, 2], и именуется Чукотским микроконтинентом. В современной структуре регион относится к Анюйско-Чукотской складчатой системе, включающей различные террейны. В мезозойской истории Анюйско-Чукотской складчатой системы отмечается несколько этапов проявления фаций гравитационных потоков. В триасовое время интервалы гравитационных песчаников наиболее часты в разрезах оленекских отложений и в верхней части карнийских, в норийских они единичны. Для юрско-меловой эпохи интервалы гравитационных песчаников характерны для оксфорд-кимериджского и валанжинского времени.

В оленекское время граувакковые гравитационные песчаники формировались в седиментационных ловушках на континентальном склоне, или в его подножии на продолжении подводной дельты. В разрезе верхнего карния литаренитовые песчаники накапливались в подножии континентального склона. В норийском разрезе прослои гравитационных песчаников единичны, они относятся к литаренитам и встречаются в локальных участках удаленной зоны дельтового конуса. В конце триасовой эпохи осадконакопление на пассивной континентальной окраине завершилось, и возобновилось вновь уже в поздней юре, но уже в другой геодинамической обстановке.

С поздней юры до баррема происходила коллизия между частью микроплиты Арктическая Аляска-Чукотка (Чукотским микроконтинентом) и активной окраиной Сибири. Начиная с титонского времени ранее существовавший Прото-Арктический океан начал заполняться большим количеством терригенных осадков и превратился в закрывающийся Южно-Анюйский турбидитовый бассейн. Одновременно с этим происходило воздымание орогенных структур континентального блока, и вовлечение в поднятие Аляскинско-Чукотской континентальной окраины. Общее поднятие осложнилось периодами прогибания и растяжения коры вблизи орогена и формированием периферических бассейнов форланда в раннем мелу.

Проведенные исследования показывают, что формирование гравитационных песчаников в разных геодинамических условиях зависит от разных факторов. В триасе, в условиях пассивной окраины, песчаники гравитационных потоков формировались в условиях локальных перестроек. Усиление роли турбидитовых песчаников в оленекское, верхнекарнийское и норийское время, соответствуют периодам активизации тектонических движений, связанных с началом

формирования внутрибассейновых поднятий при пенепленизированной и низкохолмистой суше. В позднеюрско-меловое время единичные впадины были окружены высокогорными сооружениями, воздымавшиеся в оксфорд-киммериджское и валанжинское время. В эти интервалы формировались мощные аркозовые песчаники. В периоды ослабления орогенеза рельеф прилегающей суши выполаживался, и накапливались литаренитовые песчаники.

Приведенные в статье данные показывают, что начало формирования Амеразийского бассейна произошло не позднее ранней юры, что соответствует мнению А.Грантца [3] и не соответствует предположению о его раннемеловом формировании [4]. Раскрытие Амеразийского бассейна было дискретным, с периодами тектонической активности (оксфорд-киммеридж, валанжин) и тектонического затишья (титон, берриас).

Данное исследование было поддержано грантами РФФИ 17-05-00795 и 18-05-70061 и субсидией по теме № 0135-2016-0022.

ЛИТЕРАТУРА

1. Grantz A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean / A. Grantz, P.E. Hart, V.A. Childers // *Arctic Petroleum Geology*. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sorensen (eds.) // *Geol. Soc., London. Memoirs*. – 2011. – V. 35. – P. 771–800.
2. Lawver L.A. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic / L.A. Lawver, L.M. Gahagan, I. Norton // *Arctic Petroleum Geology*. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sorensen (eds.). // *Geol. Soc. London. Memoirs*. – 2011. – V. 35. – P. 61–77.
3. Grantz, A. Geology of Arctic continental margin of Alaska / A. Grantz, S.D. May, P. Hart // *Geol. Soc. Am.* – 1990. – V. 1. – P. 257–288.
4. Miller E. New Insights into Arctic Paleogeography and Tectonics from U-Pb Detrital Zircon Geochronology / E. Miller, J. Toro, G. Gehrels, J. Amato, A. Prokopiev, M. Tuchkova, V. Akinin, T. Dumitru, T. Moore, A. Embry, M. Cecile // *Tectonics*. – 2006. – V. 25. – TC3013. doi:10.1029/2005TC001830.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕРМСКОГО КРАЯ ПО НОВЫМ КЕРНОВЫМ ДАННЫМ

М.Н. Уткина, Е.Е. Винокурова

Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг "ПермНИПИнефть" в г. Перми, Пермь, Россия

В 2017 г. в Центре исследования керна и пластовых флюидов филиала ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг "ПермНИПИнефть" в г. Перми было проведено комплексное изучение керна интервала доманиково-мендымских отложений из 10 скважин северной части Башкирского свода (Волго-Уральской нефтегазоносной провинции).

Наиболее высокоуглеродистые породы слагают разрез доманикового горизонта (среднефранский подъярус верхнего девона). В интервале наблюдаются различные типы известняков и высокоуглеродистые кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы смешанного состава, которые формируют тонкое неравномерное переслаивание.

Все литологическое разнообразие отложений данного горизонта было сгруппировано в 5 основных литотипов, выделенных на основании петрографического описания шлифов и послойного литологического описания кернового материала (Рисунок).

Отложения доманикового горизонта в той или иной степени преобразованы вторичными процессами, интенсивность развития которых и распространение по разрезу во многом зависит от генезиса пород и их структурных особенностей. В исследуемых литотипах были отмечены: уплотнение, кальцитизация, перекристаллизация, доломитизация, окремнение, выщелачивание, стилолитизация, пиритизация, трещинообразование.

Анализ литологических процессов и вторичных изменений пород проводился с целью выяснения их влияния на коллекторские свойства: условно положительно сказались доломитизация и трещинообразование. В то время как остальные процессы привели к их ухудшению.

Результаты изучения фильтрационно-емкостных характеристик доманикового горизонта показывают, что породы практически всех литотипов являются плотными ($K_p < 5\%$), плохо и слабопроницаемыми ($K_{пр} < 10 \text{ мД}$). Встречаются образцы средне и хорошо проницаемые, что обусловлено наличием трещиноватости в породах.

Таким образом, типичные доманикиты (высокобитуминозные кремнисто-глинистые породы, известняки и доломиты), сформировавшиеся в глубоких депрессионных впадинах, обладают наиболее низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Некоторому улучшению коллекторских характеристик способствуют постседиментационные процессы (вторичная доломитизация) и трещиноватость пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кирюхина Т.А. Доманиковые отложения Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов / Т.А. Кирюхина, Н.П. Фадеева, А.В. Ступакова, Е.Н. Полудеткина, Р.С. Сауткин // Геология нефти и газа. – 2013. – № 3. – С. 76-87.
2. Ступакова А.В. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна / А.В. Ступакова, Н.П. Фадеева, Г.А. Калмыков и др. // Георесурсы. – 2015. – № 2(61). – С. 77-86.

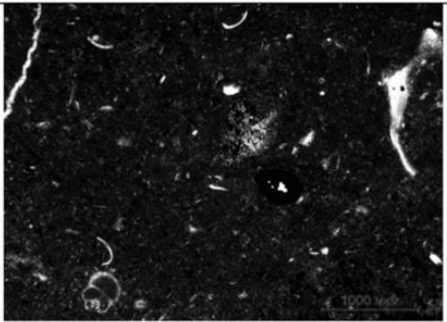
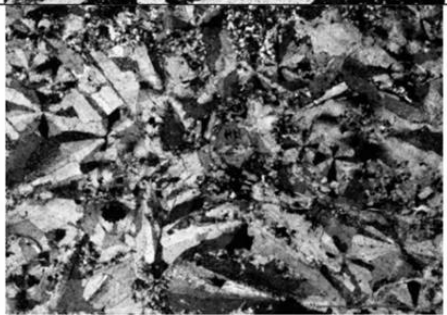
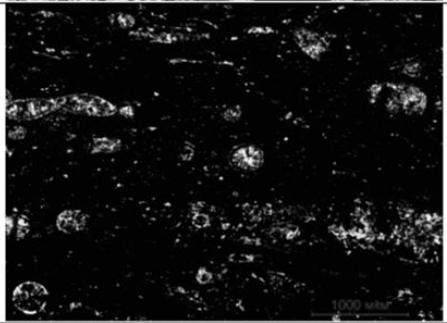
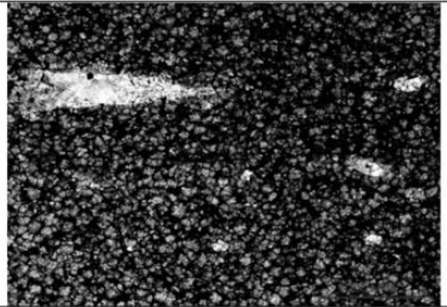
Номер литотипа	Краткая характеристика породы	Фотография шлифа
ЛТ-1	Известняк шламово-биокластово-микрозернистый, неравномерно битуминозный, плотный.	
ЛТ-2	Известняк тонко-микрозернисто-биокластовый, неравномерно битуминозный, плотный.	
ЛТ-3	Известняк биокластово-разнозернистый перекристаллизованный неравномерно битуминозный, участками окремненный, иногда доломитизированный, плотный.	
ЛТ-4	Порода карбонатно-глинисто-битуминозная, кремнисто-кальцитово-битуминозная, глинисто-карбонатно-битуминозная, с биокластами тентакулитов, реже брахиопод и остракод, плотная.	
ЛТ-5	Доломит вторичный средне-тонко-мелкозернистый глинисто-битуминозный, иногда известковистый, малопористый.	

Рисунок. Литотипы пород доманикового горизонта

ПРОЦЕССЫ СУЛЬФИДИЗАЦИИ ФОССИЛИЗИРОВАННЫХ ОБЛОМКОВ ДРЕВЕСИНЫ В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Р.И. Хамадиев

Казанский федеральный университет, Казань, Россия

В осадочных отложениях пермского возраста на территории Республики Татарстан встречаются фоссилизированные обломки древесины. Тип и механизмы фоссилизации которых тесно связаны с условиями литогенеза. В результате минерализации растительных остатков, сохраняется первичная растительная текстура. Это обуславливается возникновением локальных геохимических барьеров, как внутри самих остатков, так и на контакте с вмещающими породами. Продукты разложения формируют окислительно-восстановительный потенциал окружающей среды, тем самым образуются локальные геохимические барьеры. На месте разложенных обломков формируются пустоты, в которых на клеточном уровне происходит накопление определенных групп рассеянных химических элементов. Замещение освобождающихся пустот минеральным веществом происходит поэтапно, по мере поедания специфичных бактерии определенные групп органических соединений. Этим и объясняется сохранность первичной текстуры растительной ткани.

Во всех циклах преобразования растений важнейшую роль выполняет углерод, начиная от состава, фотосинтеза и до типа минерализации. Углерод является важнейшим элементом биосферы. На земной поверхности и на первых стадиях литогенеза активное участие принимает окисленное состояние углерода в виде диоксида углерода, карбонатных илов в водных растворах и в виде карбонатных минералов.

Изучение соотношения стабильных изотопов углерода в остатках древесины является перспективным направлением в исследовании экологии высших растений и углеродного цикла лесных экосистем. Оно так же важно для восприятия круговорота изотопов углерода в процессе жизнедеятельности, захоронения и минерализации древесины. В процессе всего пути, от жизнедеятельности до процессов минерализации, древесина обогащается легким или тяжелым изотопами углерода в зависимости от климатических и литологических условий.

С целью выяснения характера и особенностей минерализации древесных остатков нами было проведено их комплексное изучение при помощи оптико-микроскопических и физических (спектроскопических) методов анализа вещества. Впервые были проведены исследования изотопных соотношений углерода ($\delta^{13}\text{C}$). Анализы выполнены на анализаторе изотопного состава углерода, общего количества углерода, содержания органического и неорганического углерода в жидких и твердых образцах iTOC-CRDS (OI Analytical и Picarro, США) в Институте геологии и Нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Значения $\delta^{13}\text{C}$ измерялись в промилле (‰) относительно стандарта VPDB. Прибор калибровался с использованием стандартов Национального института стандартов и технологий (NIST, США). Точность определения изотопного состава составляла 0,3 ‰, линейность - 0,25%. Анализировались значения общего неорганического углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и общего органического углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$).

Согласно значениям изотопного анализа диапазон вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в исследуемых образцах составляет от -24,8 до -19,3 ‰, попадая нижней границей в диапазон значений для высших растений первой группы по данным Smith, Epstein: от -35 ‰ до -24 ‰ [7]. Но в целом полученные данные попадают в промежуточные

значения отвечающие водорослям, но так как визуально исследованные образцы явно представляют собой остатки древесины, как в макро описании, так и в прозрачных шлифах. То утяжеление значений изотопов углерода можно связать с аридными условиями литогенеза [2].

Первая группа фоссилизированных остатков представляет собой окремнелые остатки древесины. Процесс замещения древесины обусловлен осаждением растворенного кремнезема из щелочных вод осадков аридного литогенеза, которые проникают в древесные фрагменты на стадии раннего диагенеза. Растительные остатки в этих условиях выступают в роли локальных геохимических барьеров с кислыми свойствами. По результатам исследования методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) [4] в обломках кремнефицированной древесины зафиксированы следы органического вещества, законсервированного в минеральной матрице. Анализ изотопов углерода показал в обр. 11 значения показателя ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) (см таблицу), соответствующие значениям для высшей наземной растительности [3]. При этом отмечается некоторое уменьшение доли тяжелого изотопа для органического углерода в участках, находящихся в контакте с вмещающими породами (обр. 11-3). В обр. 2с-с показатель ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) больше соответствует значениям, характерным для растений пустынь и солончаков (от -6 ‰ до -19 ‰) [3]. Последнее можно объяснить принадлежностью образца другой разновидности деревьев, либо (что более вероятно) привнесом в место захоронения обломка дерева, произраставшего в более удаленных от морского побережья и поэтому более засушливых районах. Пермские ландшафты рассматриваемой территории характеризовались в целом аридностью климата. Гумидные условия за счет местного увлажнения наблюдались лишь в узкой полосе побережья древнего казанского моря.

По данным ядерного квадрупольного резонанса (ЯКР) на ядрах меди $63,65\text{Cu}$ [5] было установлено, основная масса сульфидов меди, диагностируемых под поляризационным микроскопом как халькозин, представляет собой агрегаты ультрадисперсных частиц нестехиометрических фаз сульфидов меди ряда халькозин-дигенит ($\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_{1,75}\text{S}$). Образование отторочек ковеллина (CuS), наличие которого в образцах четко фиксируется как оптическими методами, так и методом ЯКР, происходило в результате окисления исходных сульфидов в процессе диагенеза при контактировании с подземными водами. По трещинкам и краевым участкам развиваются оксиды меди — тенорит и куприт. Изотопный анализ был проведен по сульфидному желваку (обр. 13) с фрагментами растительной структуры. Результат (см таблицу) по значению близок тому же показателю ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) для органического углерода в кремнефицированной древесине (обр. 2с-2), что может свидетельствовать о сходстве первичной растительности и условий ее произрастания.

Захоронение татарстанских образцов происходило в аллювиальных осадках и их значения соответствуют диапазону значений ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) для пресноводных карбонатов (от -5 ‰ до -15 ‰). Дополнительное облегчение изотопного состава могло происходить в диагенезе под влиянием бикарбоната, образовавшегося при окислении углекислого газа, выделенного бактериями-редуцентами, которые питаются захороненным в осадке биогенным В [6].

В заключение можно отметить, что окаменевшие растительные остатки имеют важное индикаторное значение для реконструкции условий литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моров В.П. Процессы фоссилизации растительных остатков на примере Среднего Поволжья / В.П. Моров // Фиторазнообразие Восточной Европы. – 2016. – Т. X. – № 1. – С. 97-139.

2. Мухин В.А. Соотношение стабильных изотопов углерода в дереворазрушающих грибах и разрушаемых ими древесных субстратах / В.А. Мухин, П.Ю. Воронин, Т.А. Веливецкая, А.В. Игнатьев // Экология. – 2014. – №1. – С. 14-21.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии: пер. с англ. / Г. Фор. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
4. Хасанов Р.Р. Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза / Р.Р. Хасанов, А.А. Галеев // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2004. – №1. – С. 18-22.
5. Хасанов Р.Р. Механизмы замещения сульфидами меди растительных остатков в пермских отложениях Вятско-Камской меденосной полосы / Р.Р. Хасанов, Р.Р. Гайнов, Е.С. Варламова, А.Ф. Исламов // Учен.зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2009. – Т.151. – кн. 4. – С. 162-169.
6. Юдович Я.Э. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис // Междисциплинарный научный и прикладной журнал «Биосфера». – 2010. –Т. 2. – № 2. – С. 231- 246.
7. Smith B.N. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ration for higher plants / B.N. Smith, S. Epstein // Plant Physiol. – 1971. – V. 47. – P. 380-384.

ПРИРОДА ЦЕРИЕВЫХ АНОМАЛИЙ В ВИЗЕЙСКИХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ НА ТЕРРИТОРИИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Р.Р. Хасанов

Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань, Россия

Ископаемые угли являются концентраторами различных металлов, в том числе редкоземельных элементов. Накопление металлов в угольном веществе может быть связано с разными причинами, обусловленными как условиями образования, так и условиями залегания. Это исходный состав органики, особенности терригенного сноса в период торфообразования, состав вмещающих угольные пласты пород и др. Изучение элементов-примесей, в частности редкоземельных элементов (РЗЭ), в углях позволяет расшифровать условия их формирования.

В отложениях раннего карбона на востоке Восточно-Европейской платформы (Камский бассейн) выявлены крупные угольные пласты. Они образовались в то же геологическое время, что и угли Подмосковного бассейна, и обладают большими ресурсами [1, 2]. Мощность основного угольного пласта колеблется от 1 до 40 м, но из-за большой глубины залегания (900-1400 м) не имеют экономического значения. В то же время они характеризуются определенной спецификой состава и интересны с позиции реконструкции условий формирования и залегания угольных залежей.

По природному типу визейские угли гумусовые и преобразованы до каменноугольной стадии [1, 2]. Они обладают низкой зольностью (15-26%) и характеризуются повышенным содержанием серы (1,49% - 10,22%). Минеральное вещество угля состоит в основном из каолинита. В меньшем количестве встречаются кварц, зерна полевого шпата, кальцит, пирит, а также мусковит, рутил, магнетит, ильменит. В химическом составе золы преобладают оксиды кремния (48,90%) и алюминия (39,73%). В некоторых угольных пластах выявлены повышенные концентрации германия и серебра. Содержание большинства микроэлементов обычно находится в пределах средних значений для угля. Угли Волго-Уральского региона демонстрирует сильное обогащение легкими лантаноидами по сравнению с группой тяжелых лантаноидов [3]. Среднее отношение La / Yb в визейских углях значительно превышает 1.

Отличительной особенностью распределения РЗЭ в визейских углях являются геохимические аномалии Се вблизи контакта с вмещающими породами и породными прослоями. Концентрация Се в образцах угольной золы может достигать сотен г/т. Причина образования геохимических аномалий Се в визейских углях связана с изменением физико-химических условий на контакте между угольным пластом и вмещающими породами [4, 5]. В угольном веществе преобладает кислая обстановка, а подземные воды вмещающих терригенных и карбонатных пород обладают щелочными свойствами. В щелочной обстановке трехвалентный церий, который находится в составе карбонатных пород, окисляется до четырехвалентной формы. В этой форме он легко растворяется в воде и обретает подвижность. Попадая в кислую среду угольного пласта, четырехвалентный церий осаждается в составе фосфатных минералов [6].

Минеральный и химический состав неорганического вещества углей тесно связан с условиями их накопления и составом окружающих пород. Область распространения визейских угольных залежей связана с областью древнего торфообразования на приморских равнинах. Угольные залежи распространены

фрагментарно и встречаются лишь в пределах понижений на поверхности турнейской карбонатной толщи. Понижения древнего рельефа заполнены терригенными отложениями визейского яруса. Они сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, среди которых залегают угольные пласты различной мощности. Мощность пластов достигает 30-40 м. Большинство из этих понижений имеют эрозионное и карстовое происхождение. Фациальные условия торфонакопления в изолированных водоемах очень разнообразны. Образование торфяников происходило в условиях фаций озер и болот, пойм алювиальных равнин, а также стариц речных потоков. Угли относятся к гумитам. Они образовались из остатков высших наземной растительности, среди которых преобладают папоротники и кустарниковые формы. Формирование угленосной формации происходило в прибрежной полосе в преимущественно гумидных условиях. В то же время по особенностям анатомического строения растений-углеобразователей и преобладанию каолинита в минеральном веществе углей можно предположить, что для климата того времени была характерна периодическая засушливость. В визейских углях сера в основном присутствует в органической форме. Это может быть обусловлено дефицитом реакционноспособного двухвалентного железа. Окружающие угольные залежи карбонатные породы содержат мало железа. Причиной повышенного содержания в составе золы углей кремния и алюминия и низкого содержания железа также являются карбонатные породы в обрамлении угольных залежей.

Геохимические аномалии церия в краевых частях угольных пластов образовались в результате его поступления в стадию диагенеза в составе подземных вод из окружающих карбонатных и кварц-полевошпатовых пород.

Литература

1. Блудоров А.П. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы / А.П. Блудоров. – М.: Наука, 1964. – 275 с.
2. Петрографические типы визейских углей Камского бассейна. Атлас / Р.Р. Хасанов, Л.Я. Кизильштейн, Ш.З. Гафуров и др. – Казань: Изд. КГУ, 2001. – 132 с.
3. Хасанов Р.Р. Редкоземельная минерализация в раннекарбоновых углях Волго-Уральского региона / Р.Р. Хасанов, А.Ф. Исламов, Ф.Х. Богомолов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2014. – №4. – С. 64-69.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1961. – 267 с.
5. Юдович Я.Э. Неорганическое вещество углей / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 423 с.
6. Finkelman R.B. Modes of occurrence of trace elements in coal: Ph. D. Dissertation – College Park: Dept. Chem. / R.B. Finkelman. – University of Maryland, 1980. – 302 p.

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ПОРОДАХ ФЛЮИДОУПОРОВ ПО ДАННЫМ МАГНИТНОЙ РАДИОСПЕКТРОСКОПИИ

Н.М. Хасанова, В.Г. Изотов, Л.М. Ситдикова, А.Л. Захарченко, Е.Ю. Сидорова,
Н.М. Низамутдинов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

«Лингуловые глины» - флюидоупоры, являются маркирующим горизонтом для залежей природных битумов, мощности которых изменяются от 4,0 до 22,0 м. Они надежно защищают нефтяную и битумные залежи от влияния водоносного горизонта. Однако применение паротепловых методов для извлечения УВ ставят новые требования к надежности флюидоупоров, что осложняет освоение месторождений природных битумов, так как требуется эколого-гидрогеологическая обеспеченность технологий их разработки. В связи с комплексным освоением данного вида УВ-сырья, возникает необходимость разработки прогнозных критериев оценки этих свойств с целью научно обоснованного выбора и адаптации новых технологий поиска, добычи и переработки к конкретным месторождениям и залежам [1].

Известно, что «минералы глин активно участвуют в формировании нефтегазоносных бассейнов сначала как сорбенты органического вещества (ОВ) при седиментации осадков, потом как катализаторы процессов образования углеводородов и созревания нефти и, наконец, влияя на флюидоупорность покрышек, они контролируют ее миграцию и локализацию в породе» [2].

Цель настоящего сообщения привлечение методов магнитной радиоспектроскопии для определения качества флюидоупоров в целом по разрезу, сочетая изучение свойств вещественного состава пород и рассеянного органического вещества в них. Метод ЯМР релаксации на ядрах протона в низких полях служит эффективным инструментом при типизации глинистых минералов, в структуре которых имеются группы ОН и молекулы воды. Сложность состоит еще и в том, что кроме молекул воды в межслоевых пакетах появляются молекулы воды и на поверхности глинистых частиц. В процессе выполнения работы были измерены спады сигнала свободной индукции ЯМР в исходной породе и после до насыщения образцов пластовой водой в закрытом эксикаторе (рис. 1).

Вещественный состав пород характеризуется спектром ЭПР примесного иона марганца в структуре карбонатов, сигналом ЭПР Е'-радикала в структуре кварца и спектром ЭПР органического радикала рассеянного ОВ и его УВ продуктов (рис. 2). Разнообразие сигналов ЭПР в исходных образцах по разрезу дополнено исследованием их после пиролиза в водородной атмосфере при 350°C и 600°C.

Согласно полученным результатам (рис. 1, 2), для изученного разреза флюидоупоров характерно увеличение порового пространства в нижней части разреза, что связано с миграцией ионов кальция (уменьшение сигнала ЭПР марганца в карбонате) с одной стороны, и выполнением вновь образованного порового пространства рассеянным органическим веществом. С другой стороны на глубинах 102,05 м происходит формирование уплотненного пропластка, связанного с увеличением доли кварца и выделений углеводородов битумного ряда.

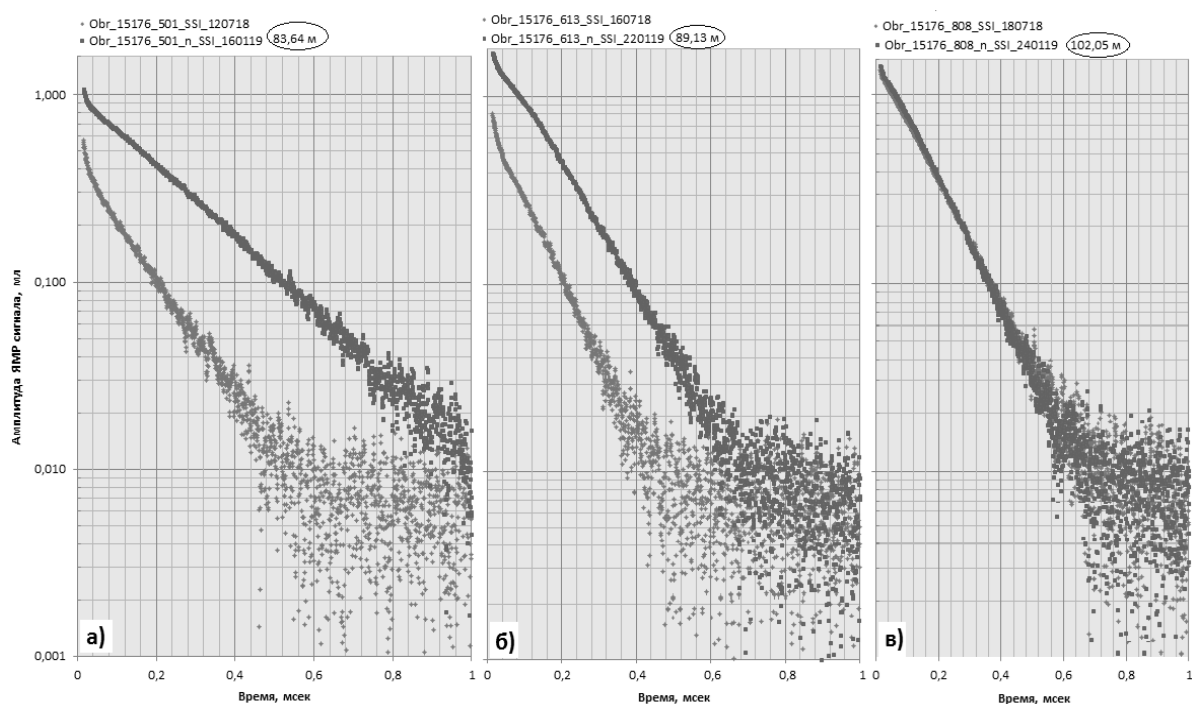


Рисунок 1. Спад сигнала свободной индукции до и после насыщения пластовой водой по глубине разреза: а) 83,64 м; б) 89,19 м; в) 102,05 м

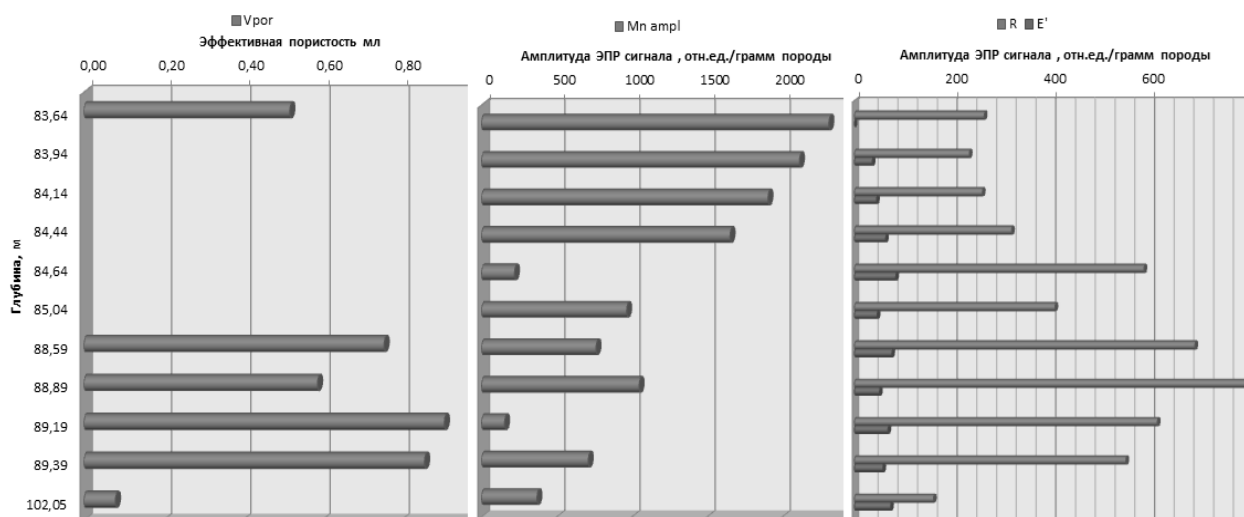


Рисунок 2. Изменение сигнала ЭПР а) примесного иона марганца в карбонатной части породы, в) радикала E' в кварце и R - рассеянного органического вещества по глубине разреза

Использование тонких методов ЭПР и ЯМР позволяют контролировать качество пород флюидоупоров и прогнозировать изменение их состояния при использовании термических методов воздействия на продуктивный пласт месторождений природных битумов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каюкова Г.П. Свойства тяжелых нефтей и битумов пермских отложений Татарстана в природных и техногенных процессах / Г.П. Каюкова, С.М. Петров, Б.В. Успенский. – М.: ГЕОС, 2014. – 342 с.
2. Гойло Э.А. Минералы глин – индикаторы седиментационных и постседиментационных процессов в покрышках месторождений нефти и газа / Э.А. Гойло, И.М. Истомина // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. – 2005. – Вып. 3. – С. 3-18.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ОЗЕРНОЙ ФАЦИИ В ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО МИОЦЕНА-КВАРТЕРА ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДИАТОМЕЯМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

А. Хассан¹, С.В. Рассказов^{1,2}, М.В. Усольцева³, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина²,
Л.А. Титова³, Н.В. Кулагина²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Озеро Байкал – огромный внутриматериковый олиготрофный водоем, образовавшийся в центральной части позднекайнозойской Байкальской рифтовой зоны в результате некомпенсированного плейстоценового опускания дна впадины [1]. В сухих впадинах рифтовой зоны и на сопредельных с ней территориях находятся отложения различного происхождения, среди которых важное место занимают тонкозернистые фации. Часть этих отложений накопилась в озерах различной трофности, получивших развитие благодаря локальным тектоническим опусканиям территорий. Масштабы распространения озер в позднем кайнозое и фациальная принадлежность тонкозернистых отложений не ясны. По гранулометрическому составу обломочного материала к отложениям озер в суходольных впадинах относятся песчаные толщи семи разновозрастных террасовидных уровней квартера [2]. Более древние озерные фации диагностируются в случаях накопления литологически однородных слоев глинисто-алевритового материала с захороненными диатомеями, нередко сопоставимыми по видовому составу с ископаемыми диатомеями донных отложений озера Байкал.

В Тункинской впадине осадочные отложения входят в состав вулканогенно-осадочного комплекса пород. Вулканические породы охарактеризованы тремя интервалами К–Аг-датировок: средне-верхнемиоценовым (16–8 млн. лет), плиоценовым (4.0–2.4 млн. лет) и эоплейстоценовым (1.7–0.8 млн. лет). Вулканические толщи разделены осадочными слоями мощностью первые сотни метров, не содержащими лавовых прослоев [4]. Для идентификации и изучения озерных отложений в верхней части разреза юго-восточной части впадины, плавно переходящей в склон Еловской междувпадинной перемычки, в 2013 г. была пройдена целевая скважина на восточной окраине с. Никольское (координаты: 51°43'45" с.ш.; 102°34'35" в.д.). Скважина вскрыла осадочную толщу, залегающую выше лавовой толщи среднего-верхнего миоцена по латерали лавовой толщи эоплейстоцена. В основании разреза, на глубине 86.5 м, наблюдался слой массивных свинцово-серых долеритовых базальтов, сопоставимых по составу с базальтами генерации возрастом 16–15 млн. лет. Поверхность потока эродирована и разбита трещинами, которые были заполнены глинистым материалом. По этим признакам базальтовый слой не мог считаться силлом, а был принят в качестве стратиграфической единицы разреза. Для детального расчленения осадочных отложений, перекрывающих лавовый поток, пробы керны отбирались через каждые 5 см.

В соответствии с принятой легендой стратиграфии впадин Байкальской зоны [1], в разрезе определены отложения угленосной танхойской свиты миоцена-нижнего плиоцена (глубины 86.5–7.2 м), охристой ановской свиты верхнего плиоцена-эоплейстоцена (глубины 6.6–2.7 м) и песчаной толщи среднего плейстоцена (глубины <2.4 м). Вулканогенно-осадочные отложения ахаликской свиты эоплейстоцена в разрезе не встречены. Озерные отложения, содержащие ископаемые диатомеи, представлены только верхней толщей танхойской свиты,

сложенной алевролитами с примесью мелкозернистого песка (глубины 55.0–7.2 м). Нижняя аллювиально-делювиальная толща танхойской свиты, не содержащая диатомей (глубины 86.5–73.7 м), отличается неоднородным сложением с преобладанием гумусированных песчаных отложений. В ее кровле (глубины 73.7–55.0 м) находятся алевролиты с линзами песков. Отложения аносовской свиты и перекрывающей песчаной толщи также обнаруживают неоднородное строение. Видовой состав ископаемых диатомей и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о накоплении озерной толщи в позднем миоцене - раннем плиоцене.

Озерная толща заметно отличается от подстилающих и перекрывающих толщ по химическому составу отложений. Для слагающих ее пород свойственна низкая окисленность железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.5\text{--}1.7$). В породах аносовской свиты $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ повышается до интервала 3.0–12.6, а в четвертичных осадках – до интервала 1.8–4.2. Значения CIA (Chemical Index of Alteration) = $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [6] в разрезе озерной толщи плавно снижаются снизу вверх с малоамплитудными колебаниями от интервала 75–85 м до интервала 68–78 м. На диаграмме Th/Co–La/Sc [5] вскрытая нижняя толща танхойской свиты характеризуется источником сноса базальтового состава, а верхняя озерная и перекрывающие ее отложения – источником сноса магматических и метаморфических пород кислого состава.

Изученный разрез характеризует обстановку осадконакопления, сложившуюся в позднем миоцене после поднятия Еловской междувпадинной перемычки, в результате которого накопившаяся средне-верхнемиоценовая лавовая последовательность была эродирована почти до основания и эрозионная прорезь заполнена аллювиально-делювиальными отложениями, образовавшимися за счет размыва базальтового материала. Послебазальтовая перестройка рельефа датируется временным интервалом 9–5 млн. лет назад [3]. Озеро образовалось в конце позднего миоцене и продолжало существовать в раннем плиоцене. В него осуществлялся дальний перенос обломочного материала с окружающих горных хребтов.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 19-04-00746 с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н.А. Логачев. – М.: Наука. 1974. – С. 7–163.
2. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / В.Л. Коломиец. – Иркутск, 2010. – 18 с.
3. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С.В. Рассказов. – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. – 288 с.
4. Рассказов С.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С.В. Рассказов, Н.А. Логачев, И.С. Брандт, С.Б. Брандт, А.В. Иванов. – Новосибирск: Наука, 2000. – 288 с.
5. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA / Cullers R.L. // Chemical Geology. – 2002. – V. 191. – No 4. – P. 305–327.
6. Nesbitt H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // Nature. – 1982. – V. 299. – P. 715–717.

ФЛЮИДОГЕНЕЗ И ФЛЮИДОДИНАМИКА ЗОНЫ КАТАГЕНЕЗА

В.Н. Холодов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

1. Наиболее полно катагенез (стадия «бытия» осадочной породы) реализуется в осадочно-породных бассейнах, где стратисферные отложения погружены на глубины 10-15 км; максимальная глубина иногда достигает 27-30 км. В областях погружения температура достигает 800-900°C, а давление колеблется в пределах 8-10 атмосфер.

2. В разрезах континентальной стратисферы наибольшее распространение имеют водонасыщенные пластические глинистые породы (50%); в них содержится много рассеянного органического вещества (от 0,6 $C_{орг}$ в среднем до 10 %); меньшее распространение имеют жесткие песчаники и конгломераты (23,9 %) и химически активные карбонатные породы (12,4 %).

3. В разрезах бассейнов осадочных пород континентов выделяются три зоны флюидогенеза (Б.М. Личков, Ф.А. Макаренко, В.П. Зверев и др.). На континентах до уровня Мирового океана различают зону активного флюидообмена или зоны инфильтрации вод. Ниже располагается зона относительно активного флюидообмена или зона элизионных процессов и формирования АВПД (аномально высоких пластовых давлений). Наконец, на больших глубинах (более 3,5 км) располагается зона затрудненного флюидообмена, формирования сверхвысоких давлений (СВД) нефте- и газообразования и сейсмических колебаний.

4. В зоне активного флюидообмена вертикальное движение вадозных вод на глубине переходит в латеральное движение вод подземного стока. В этой зоне господствуют климатические факторы. В гумидных областях под действием выпадающих осадков формируется элювий кор выветривания, концентрирующие новообразование глинистых минералов, образуются месторождения элювиальных руд железа, и алюминиевые «железные шляпы» гидротермальных сульфидов, инфильтрационные залежи урана и редких элементов. В аридных условиях в результате подтока вод из глубин возникают солончаки, карбонатные коры и скопления сульфатов.

Инфильтрующиеся вглубь стратисферы воды несут в себе много растворенного кислорода активно воздействующего на восстановительную среду глубин.

5. В нижележащей зоне сравнительно активного флюидообмена или инфильтрации главным процессом определяющим флюидодинамику является уплотнение глин под действием геостатического давления, значительное сокращение их пористости и выявленное этим явлением перемещение вод из плотных глин в жестком и пористом коллекторе. Процесс этот настолько масштабный, что формирует аномально-высокие давления (АВПД) в глинах и смежных песчаниках АВПД и АНПД создают флюидодинамическую картину латеральных перемещений вод; к последним присоединяются жидкие и газообразные углеводороды, выдавленные из нижележащих зон нефте- и газообразования (ГФН и ГФГ).

В литологических, стратиграфических и тектонических ловушках флюиды концентрируются и образуют нефте- газоскопления. Кроме месторождений нефтяных углеводородов в этой зоне известны элизионные месторождения марганца и фосфоритов. Латеральная миграция вод, нефти и газа сопровождается процессами широкого перемещения карбонатов. Под действием высоких T карбонаты гидролизуются и растворяются в водах, насыщенных углекислотой; в

пористых песчаниках давление CO_2 падает, а сами эти породы кольятируются карбонатным цементом.

6. Нижележащая зона затрудненного флюидообмена начинается с глубин 3,5-4,0 км; нижняя ее граница не определена. В этой части разрезов стратисферы глины предельно уплотнены пористость их не превышает 1,5-2% характерно преобразование смектита в гидрослюда, которая ориентируется параллельно слоистости увеличивая плотность породы и передавая ей текстуру квиважа. Проницаемость глинистых пород становится минимальной, а вся толща глин приобретает черты закрытой физико-химической системы. По закону Ле-Шателье в такой среде все фазовые преобразования воды и органического вещества направлены на создание сверхвысоких давлений флюида. Намечается три типа фазовых превращений воды и два типа соответствующих преобразований органического вещества: 1 - переход кристаллизационной воды монтмориллонита в жидкую фазу с накоплением ее в области критических давлений; 2 – в точке кипения воды (100°C) жидкая фаза H_2O сменяется сиботоксической ее формой, близкой к пару по удельному весу; 3 – разложение жидкой фазы на газовую фазу H^{-1} и O^{+2} ; 4 – при воздействии термолиза и термокатализа твердое органическое вещество (РОВ) с удельным весом $1,0-1,2 \text{ г/см}^3$ переходит в жидкую фазу нефти (уд. вес. $0,7-0,8 \text{ г/см}^3$); 5 – дальнейшее повышение T и P рождает переход РОВ в газовую фазу с удельным весом $0,2-0,3 \text{ г/см}^3$.

Все эти изменения рождают сверхвысокие давления флюидов (СВД) во много раз превышающее гидростатическое давление вод. Перераспределение СВД в плотных глинистых толщах идет чрезвычайно медленно (месяцы и годы) и в этом процессе образуются кластические дайки, «горизонты с включениями» и грязевые вулканы.

Разрыв по трещине и ее заполнение разжиженной песчаной пульпой происходит очень быстро и напоминает выстрел из ружья. Этот процесс бесспорно вызывает сейсмические колебания осадочной массы пород и делает всю толщу уплотненных пород характерным сейсмическим слоем разреза.

Концентрация СВД в корнях грязевых вулканов, где широко проявлены тектонические деформации, частое встряхивание глинистой массы перетертых пород (тиксотропия) подготавливает извержение вулканов и создает массу глинистых брекчий извергающихся на дневную поверхность по разломам.

ФАЦИАЛЬНАЯ И СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМАЦИИ JURUA БАСЕЙНА СОЛИМОЕС (БРАЗИЛИЯ)

А.В. Храмцова, А.П. Вилесов, М.В. Лебедев

ООО «Тюменский нефтяной научный центр»

Нефтегазоносный бассейн Солимоес расположен в центральной части Южной Америки (штат Амазонас, Бразилия), подразделяется на два суббассейна: Jandiatuba и Jurua. Формация Jurua согласно принятым стратиграфическим схемам подразделяется на верхнюю и нижнюю субформации [3].

На основе результатов литолого-фациального анализа керна семи скважин (516 м) и секвенс-стратиграфического моделирования формации Jurua авторами предлагается и обосновывается необходимость её разбиения на три субформации: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя субформация (Lower Jurua) представлена преимущественно терригенными отложениями континентального генезиса, формирование которых происходило в аридном климате. Средняя субформация (Middle Jurua) представлена смешанными (терригенно-эвапоритово-карбонатными) отложениями континентального, переходного и морского генезиса аридного климата. Верхняя субформация (Upper Jurua) представлена преимущественно терригенными осадками, формирование которых происходило в морских и переходных обстановках, в семиаридном климате.

Субформация Lower Jurua сложена терригенными отложениями континентального генезиса (аллювиальные и эоловые макрофации), в подчиненном соотношении встречаются отложения приливо-отливных отмелей и лагун, а так же морские песчаники подводного берегового склона [2]. В период формирования Lower Jurua в районе исследования периодически существовал крайне мелководный водоем, тем не менее, связанный с мировым океаном: об этом говорит наличие отложений приливо-отливного типа. По-видимому, в периоды интенсивного падения и низкого стояния уровня бассейна он полностью осушался, и на территории формировались только аллювиальные (аллювиальные фэны, ветвящиеся русла) и эоловые отложения (эоловые покровы и дюны). Соответственно, полный разрез секвенса в Lower Jurua снизу вверх включает аллювиальные, пролювиальные и эоловые песчаники (LST), бассейновые алевролиты и песчаники, алевролиты береговой зоны (трансгрессивный и верхний системные тракты TST+HST). Нижняя граница субформации совпадает с региональной эрозионной поверхностью - подошвой формации Jurua. Верхняя граница проводится по поверхности субаэрального стратиграфического несогласия. В составе Lower Jurua выделены 10 секвенсов III порядка, сгруппированные в 3 секвенса II порядка: JR100, JR90, JR80. Наилучшими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники эоловых дюн и сплетающихся флювиальных каналов.

Субформация Middle Jurua образована преимущественно чередованием эоловых песчаников, бассейновых известняков, доломитов и лагунных ангидритов. Наиболее важным отличием отложений Middle Jurua от Lower Jurua является широкое распространение пластов ангидритов. На этапах формирования LST рассматриваемая территория практически осушалась, и в ее пределах накапливались аллювиальные и эоловые отложения. В период трансгрессии (TST) во внутренней зоне формировались уже нормально морские преимущественно карбонатные отложения, во внешней зоне – прибрежно-морские алевролиты и песчаники. В ходе следующих за трансгрессиями этапов высокого стояния и постепенного снижения уровня моря происходила изоляция внутриконтинентального бассейна с формированием эвапоритовой лагуны. Это приводило к накоплению в ее

центральных частях сульфатных осадков, а на периферии их фациальных аналогов – доломитов иногда со строматолитовой структурой, сульфатизированных алевролитов и песчаников себхи. Все эти отложения объединены в HST. Таким образом, полный разрез секвенса III порядка в отложениях Middle Jurua снизу вверх включает аллювиальные, эоловые песчаники (LST), нормально морские известняки (TST) и эвапоритовые отложения лагуны и себхи (HST). Верхняя граница субформации проводится по подошве маркирующего пласта черных аргиллитов, перекрывающего поверхность стратиграфического несогласия. В составе Middle Jurua выделены 12 секвенсов III порядка, сгруппированные в 3 секвенса II порядка: JR70, JR60, JR50. Наилучшими ФЕС характеризуются песчаники эоловых дюн и сплетающихся русел.

В подошве субформации *Upper Jurua* залегает маркирующий пласт черных аргиллитов, сформированный в результате масштабной трансгрессии. Выше разрез представлен чередованием пластов морских известняков (TST) и лагунных ангидритов (HST). При этом отложения LST в изученных разрезах, по-видимому, отсутствуют. На завершающих этапах формирования *Upper Jurua* ее фацально-литологическое строение вновь меняется: в период позднего HST в центральной части бассейна формируется пласт каменной соли (до 40 м). На следующем этапе вновь произошла мощная трансгрессия, в результате которой отложился еще один маркирующий горизонт черных аргиллитов (TST). Изменения в климате на континенте в это время привели к полной перестройке седиментационной системы [1]: в бассейне начал формироваться терригенный комплекс отложений, включающий продуктивный пласт JR10, который имеет клиноформное строение. В составе *Upper Jurua* выделены 5 секвенсов III порядка, сгруппированные в 1 секвенс II порядка. Перспективными объектами здесь являются песчаники распределительных каналов и устьевых баров дельты, речных русел меандрирующего типа.

В результате проведенных исследований построен секвенс-стратиграфический каркас формации Jurua в одноименном суббассейне. На этой основе выполнена детальная корреляция резервуаров и покрышек, построены литолого-фациальные схемы продуктивных отложений. Результаты картирования фациальных зон показали, что лучшими коллекторскими свойствами обладают внешние зоны стратонов. В пределах каждой фациальной зоны происходит увеличение линейной емкости с увеличением мощности секвенса, а на границах фациальных зон – сокращение линейной емкости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев М.В. Новые данные об условиях седиментации терминальных отложений формации Jurua, бассейн Солимоес (Бразилия) / М.В. Лебедев, А.В. Храмцова, А.П. Вилесов, М.Р.Г. Souza, A. Netto // Георесурсы. – 2019. – № 3 (в печати).
2. Храмцова А.В. Седиментологические особенности секвенсов формации Нижняя Журуа бассейна Солимоис, Бразилия / А.В. Храмцова, А.П. Вилесов, М.В. Лебедев, М. Sousa // Экзолит – 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика: сб. научных материалов под ред. Ю.В. Ростовцевой. – М.: МАКС Пресс, 2018. – С. 132-134.
3. Caputo M.V. Sedimentacao e tectonica da Bacia do Solimoes / in Raja Gabaglia G.P. and Milani E.J., eds. / M.V. Caputo, O.B. Silva // Origem e evolucao de bacias sedimentare Rio de Janeiro. – Petrobras, 1990. – P. 169-193.

ПУТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ МОБИЛЬНОСТИ ГЛУБИННЫХ РАССОЛОВ И ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЧЕРЕЗ ПОРОДЫ ПОКРЫШЕК

А.В. Цвяк, М.Ю. Нестеренко

Оренбургский федеральный исследовательский центр УрО РАН, Оренбург, Россия

Геодинамика Южного Предуралья плохо изучена, т.к. регион расположен внутри платформы, а платформенные территории принято считать геодинамически малоактивным и слабосейсмичным. И тем более остаются слабоизученными гидрогеодинамические процессы, практически не исследованными остались вопросы взаимосвязи гидрогеодинамики с геотектоникой. Сложность решения данного вопроса обусловлена отсутствием устоявшейся методологии изучения гидрогеологии и гидрогеодинамики, циклы тектогенеза, в период которых проявились тектонические нарушения, являются погребенными последующим осадконакоплением, недостаточная геологическая изученность платформенных территорий и др. Важным фундаментальным и прикладным вопросом является изучение взаимосвязи глубинных подземных вод с верхними водоносными горизонтами и выявление и исследование закономерностей влияния тектонического строения земной коры на характеристики верхних водоносных горизонтов, имеющих хозяйственное значение.

По нашему мнению, природная геодинамическая активность во многом вызвана подвижками блоков земной коры относительно друг друга, а блоковое строение фундамента и осадочного чехла во многом определяет гидрогеологические условия и современную гидрогеодинамику и свойства водоносных горизонтов земной коры и грунтовых вод.

Южное Предуралье в пределах Западной платформенной части Оренбургской области изучено сейсморазведкой на всей территории и по данным исследований составлена карта размещения тектонических нарушений масштаба 1: 500 000, что позволяет с достаточной точностью соотнести их с зонами сосредоточения глубинных рассолов.

Исследования геологов говорят, что в Оренбургской области проявилось несколько тектонофаз в течение палеозоя и наиболее активной была эпоха позднедевонских подвижек герцинского тектонического цикла. Этот цикл зафиксирован в низах отложений платформенного чехла.

Этот цикл погребен последующим осадконакоплением. Последующие тектонофазы имели меньшие амплитуды подвижек по сравнению с позднедевонской, не имели такого широкого территориального распространения. Например, окско-серпуховская фаза проявилась, в основном, в Восточно-Оренбургском районе, башкирская – в Соль-Илецком выступе. В то же время альпийский цикл захватил обширные территории, в основном, южные районы Оренбургской области.

Анализ проявлений тектонофаз в геологическом разрезе Оренбуржья позволил выделить несколько реперов в хронологическом развитии территории, на которых наиболее четко отобразились особенности палеоорогидрографии и палеорельефа с точки зрения существования водотоков и зон трещиноватости пригодных для образования зон глубинных рассолов.

Зоны распространения глубинных рассолов, как правило, приурочены к тектоническим нарушениям, которые сопровождаются зонами разуплотнения, а значит, трещиноватости. Зоны трещиноватости, в свою очередь, сопоставляются с наличием коллекторов и, как следствие, с основными путями миграции флюидов,

включая глубинные рассолы. Проблемами генезиса высокоминеральных вод и гидрогеодинамикой глубинных рассолов занимаются в Институте земной коры Сибирского отделения РАН, институты Франции, Швеции, Китая, Германии, Канады и других стран (S.V. Alexeev, L.P., Pilar Lecumberri-Sanchez, Mohammed Bouabdellah, Adriana Currin, Paul Eric Wolff, Scheffer C. и др.) [1-3]. Однако, изменения в динамике пластовых вод и окружающих их водоносных горизонтах в естественных и техногенно измененных условиях остаются малоизученными. Еще менее изучено влияние изменений в динамике подземных вод на разрабатываемых месторождениях углеводородов на напряженно-деформационное состояние геологической среды и сейсмичность.

Решение проблем мобильности глубинных рассолов и движения подземных вод через породы покровов предлагается решать в несколько этапов.

1. Отождествление путей миграции глубинных вод с тектоническими нарушениями, которые выявляются и трассируются сейсморазведкой методом отраженных волн и методом общей глубинной точки с использованием карт тектонических нарушений.

2. Прослеживание мобильности зон глубинных рассолов в хронологическом порядке с использованием картографических реперов, характеризующих наиболее четкие тектонофазы дизъюнктивной тектоники.

3. Анализ установившихся приведенных уровней вод и изучение связи между пластовым давлением водоносных горизонтов осадочного чехла по вертикали на примере горизонтов палеозоя Бузулукской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Alekseeva L.P. Geochemistry of ground ice, saline groundwater, and brines in the cryoartesian basins of the northeastern Siberian Platform / L.P. Alekseeva, S.V. Alekseev // *Russian Geology and Geophysics*. – 2018. – V. 59. – P. 144-156.
2. Martz P. Formation of U-rich mineralizing fluids through basinal brine migration within basement-hosted shear zones: A large-scale study of the fluid chemistry around the unconformity-related Cigar Lake U deposit (Saskatchewan, Canada) / P. Martz, J. Mercadier, M. Cathelineau, M. Boiron, D. Quirt, A. Doney, O. Gerbeaud, E. De Wally, P. Ledru // *Chem. Geol. Online*. – 2018. – <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.042>.
3. Currin A. Interaction of highly saline fluid and olivine gabbro: Experimental simulation of deep hydrothermal processes involving amphibole at the base of the oceanic crust / A. Currin, J. Koepke, R.R. Almeev, O. Beermann // *Lithos*. – 2018. – V. 323. – P. 91-102.

МЕДИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ УСОЛЬЯ (СОЛИКАМСКАЯ ВПАДИНА)

И.И. Чайковский^{1,2}, О.В. Коротченкова^{1,2}, А.А. Падерин²

¹Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

Для медистых песчаников Пермского Прикамья характерен разнообразный состав рудной минерализации, что обычно связывалось с проявлением гипергенных процессов. Однако в последние годы было показано, что видовой состав первичной минерализации определяется литологическим составом обломков и формой проявления органического вещества, а на вторичную минерализацию влияют и рассолы, формирующиеся при подземном выщелачивании соляной толщи Верхнекамского месторождения [1, 2].

Описываемая медная минерализация приурочена к пористым (5-15 %) среднезернистым граувакковым песчаникам с контактово-пористым цементом в нижней части шешминской свиты уфимского яруса в 2 км выше по течению от г. Усолье на правом берегу р. Камы. В образцах, предоставленных С.А. Самодуровым, выделены три типа минерализации (рис.): в основной массе (1), прожилках (2) и открытых трещинах (3).

Медная минерализация основной массы распределена в виде невыдержанных полос и линз. К более плотным участкам тяготеет фольбортит ($\text{Cu}_3\text{V}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) иногда с анальцимом ($\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$), к более пористым зонам, часто под острым углом к фольбортитовым – малахит ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$). Границы между фольбортитовыми и малахитовыми зонами постепенные, однако, во всех зонах фольбортит является более ранней фазой. Медные минералы цементируют, а иногда и замещают кластогенные (вулканокластика) зерна, залечивают трещины в них и выполняют межзерновое пространство (базальный цемент) и гнезда. В фольбортитовом и малахитовом цементе сохранились реликты пластинчатых сульфидов меди: спионкопита ($\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$) и, реже, дигенита (Cu_9S_5).

Сульфиды меди (ярроут (Cu_9S_8)) также слагают согласные прожилки мощностью до 3-5 мм. Они содержат идиоморфные и корродированные обособления стронцийсодержащего барита и замещены с поверхности и по спайности малахитом. Минералы открытых послойных трещин представлены скаленоэдрическим кальцитом, зональными почковидными агрегатами фольбортита и малахита, натечными пленками креднерита (CuMnO_2) и неизвестного медно-марганцевого силиката ($\text{MnCu}_2(\text{SiO}_4)_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}(?)$).

Наблюдаемые взаимоотношения минеральных фаз позволяют предполагать следующее. Ранний диагенез проявился в частичном разложении вулканокластики с образованием анальцима. Судя по сонахождению с рассеянной вкрапленностью спионкопита и дигенита это происходило в условиях благоприятных для проявления сульфатредукции в прибрежной зоне морского бассейна. Образование прожилков ярроута фиксирует как окончание литификации породы, так и возросшую степень окисления меди, по отношению к первичным сульфидам. Появление субпараллельных и косых полос, обогащенных фольбортитом и малахитом, и дальнейшее замещение вулканокластики может быть связано с диагенетическим преобразованием пористой породы в зоне аэрации грунтовыми водами в субаридных условиях, обеспечивающих миграцию ванадия.

Формирование минералов открытых трещин связывается уже с гипергенным преобразованием породы. При этом произошло частичное переотложение карбоната и ванадата меди, отложение кальцита и образование медно-марганцевых оксидов и силикатов гидрокарбонатно-кальциевыми водами. Низкая степень окисления марганца (Mn^{2+}) свидетельствует о выветривании данных пород в относительно умеренных (гумидных) условиях.

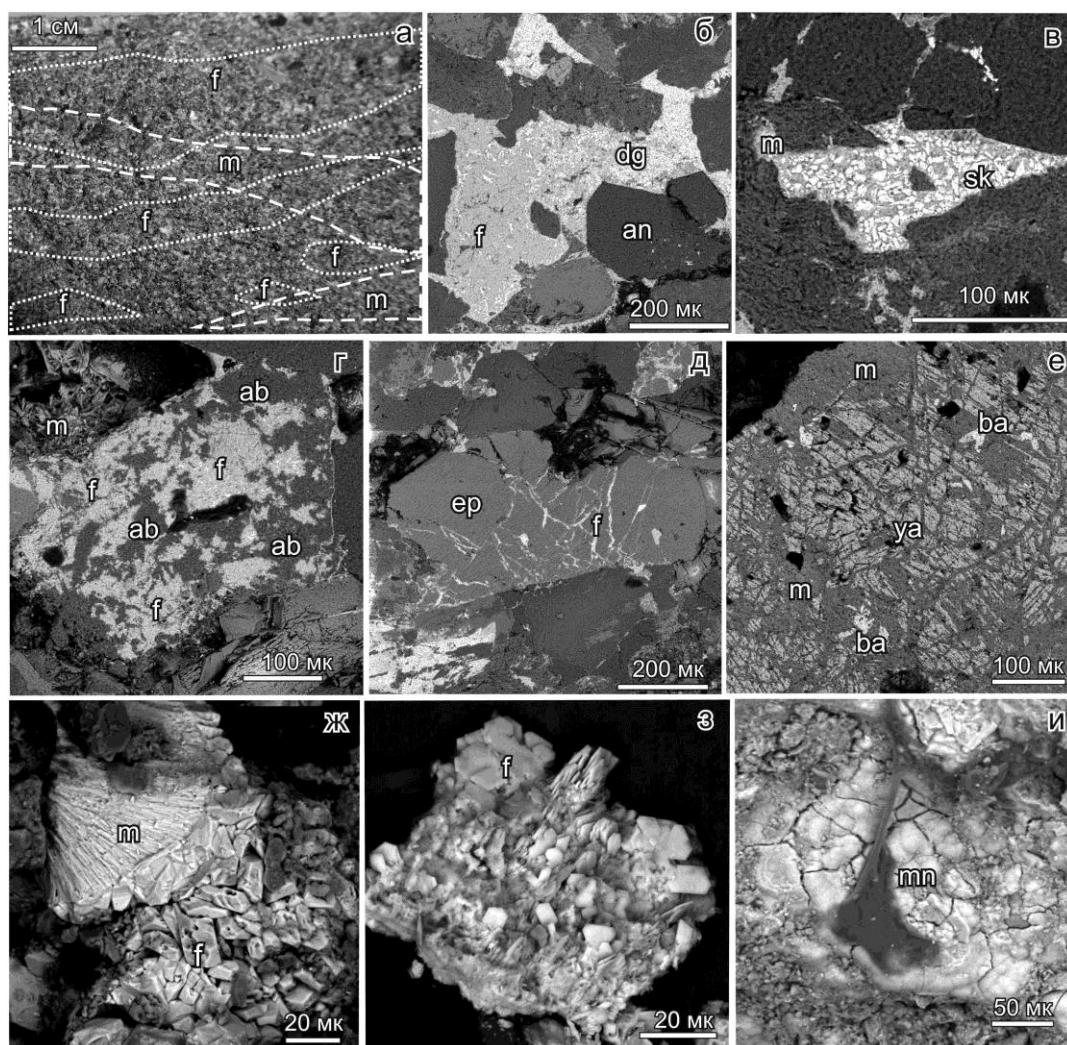


Рисунок. Характер распределения и форма выделения минералов основной массы (а-д), прожилков (е) и открытых трещин (ж-и) медистых песчаников: а - полосы обогащенные фольбортитом (f) и малахитом (m); б - включение анальцима (an) в дигенитовом (dg) цементе, частично замещенном фольбортитом; в - спиюкопитовый (sk) цемент, частично замещенный малахитом; г - зерно альбита (ab) частично замещенное фольбортитом; д - трещиноватое зерно эпидота (ep), залеченное фольбортитом; е - фрагмент прожилка ярроуита (ya) замещенный малахитом с включениями барита (ba); ж - кристаллы фольбортита на сферолите малахита; з - листоватые кристаллы фольбортита; и - почковидная корка медно-марганцевого силиката (mn)

Таким образом, на минеральный состав медистых песчаников оказывает влияние не только петрофонд, форма проявления органического вещества и интенсивность проявления гипергенных процессов, но и условия проявления диагенеза. Их резкая смена и объясняет сонахождение сульфидов с ванадатами.

Исследования выполнены в рамках Программы ФНИ «Геохимическая и минералогическая эволюция осадконакопления в Соликамском палеобассейне» № 0422-2018-0003.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чайковский И.И. К минералогии медистых песчаников Прикамья / И.И. Чайковский, Е.В. Кондратенко // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. ун-т. – Пермь, 2005. – Вып. 7. – С. 148-166.
2. Чайковский И.И. Минералогия медистых песчаников юга Соликамской впадины / И.И. Чайковский, М.Ю. Мулыгин, О.В. Коротченкова, Е.П. Чиркова, Д.Е. Трапезников // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2018. – Вып. 21. – С. 85-98.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИЛЬМЕНитОВЫХ РОССЫПЕЙ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Черешинский, А.В. Милаш

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

В ястребовское время на юго-востоке Воронежской антеклизы накопление отложений происходило в дельтовых, лагунных, прибрежно-морских и мелководно-морских условиях [3]. Для рассматриваемого региона характерно наличие в разрезе эффузивных образований, представленных туфами, туффитами и вулканогенно-осадочными породами (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевриты и туфоаргиллиты). В вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, сформированных в ястребовское время, повышено содержание рудных минералов, представленных в основном ильменитом.

В туфах в составе тяжелой фракции преобладает ильменит и магнетит. Они образуют тонкую вкрапленность в цементе, также ильменит характерен для обломков. Ильменит в туффитах, так же как и в туфах, характерен как для обломков эффузивных пород, так и для цементирующей массы. В пестроцветных туффитах значительная часть ильменита замещена лейкоксеном.

В туфопесчаниках в тяжелой фракции доминируют непрозрачные минералы, среди которых преобладает ильменит, в меньшем количестве встречены магнетит, титаномагнетит, хромшпинелид и лейкоксен. В виде единичных знаков наблюдается пирит, гематит, сфалерит и халькопирит.

В изученных образованиях ильменит представлен хорошо выраженными кристаллами и обломками зерен. Среди кристаллов в цементирующей массе преобладают толстотаблитчатые зерна, меньшим распространением пользуются тонкотаблитчатые и ромбоэдрические. Среди обломков выявлены угловатые и угловато-округлые зерна.

Для обломков эффузивных пород характерны ксеноморфные зерна разной формы, гораздо реже встречаются идиоморфные. Для первых характерны различные морфологические очертания. Встречаются изометричные или близкие к этому зерна, а также в различной степени вытянутые – до шестоватых и игольчатых.

Ильменит из вулканогенных пород юго-востока Воронежской антеклизы имеет специфический химический состав, который выражается в виде повышенного количества MgO и MnO . Среднее содержание MgO составляет 5,12%, при максимальных значениях – 8,29%. Часть изученных зерен по составу соответствуют пикроильмениту. MnO характерен для трети изученных зерен, его количество достигает 7,25%, при средних значениях 1,09%. В качестве включений в исследуемых ильменитах отмечены монацит, апатит и тальк. Выявленные особенности химического состава обусловлены кристаллизацией минералов в магме повышенной щелочности, богатой титаном и магнием.

Магнетит является обычным минералом, представлен преимущественно ксеноморфными зернами, гораздо реже встречаются октаэдрические кристаллы. В магнетите присутствует титан, часть зерен относится к титаномагнетиту. Содержание в рудах непостоянно, достигает 3% для магнетита и 5% для титаномагнетита [2].

Хромшпинелид является характерным минералом, его количество в пробах составляет от единичных знаков до 2–3%. Изученные зерна представлены правильными кристаллами октаэдрического облика, реже встречаются зерна без кристаллографических очертаний.

Для хромшпинелидов характерны довольно широкие вариации состава компонентов, в том числе и по основному элементу – оксиду хрома. В изученных зернах содержания составляют (мас. %): TiO_2 – 3,56–19,97, Al_2O_3 – 3,18–9,0, MgO – 5,61–16,96, Cr_2O_3 – 20,18–46,08, FeO – 24,95–51,76. Таким образом, для выявленных зерен имеются следующие особенности химического состава: низкая глиноземистость, высокие содержания TiO_2 и MgO , широкие вариации для хрома и железа.

Перспективные площади с максимальным содержанием рудных минералов (ильменита) характерны для междуречья рек Дона и Хопра в пределах развития пород околожерловой фации. Они характеризуются максимальными мощностями и наибольшей размерностью вулканогенно-обломочных пород.

Мощность продуктивных пластов составляет от первых метров до 13–20 м, нередко они образуют 2–3 рудоносных горизонта. Мощность вскрышных пород колеблется от 10–25 м до 80 м и более. Содержание ильменита меняется в довольно широких пределах – от первых килограммов до 200–400 кг/м³. Всего на юго-востоке Воронежской антеклизы в результате геолого-съёмочных и поисковых работ выделено 17 проявлений титановых руд [1].

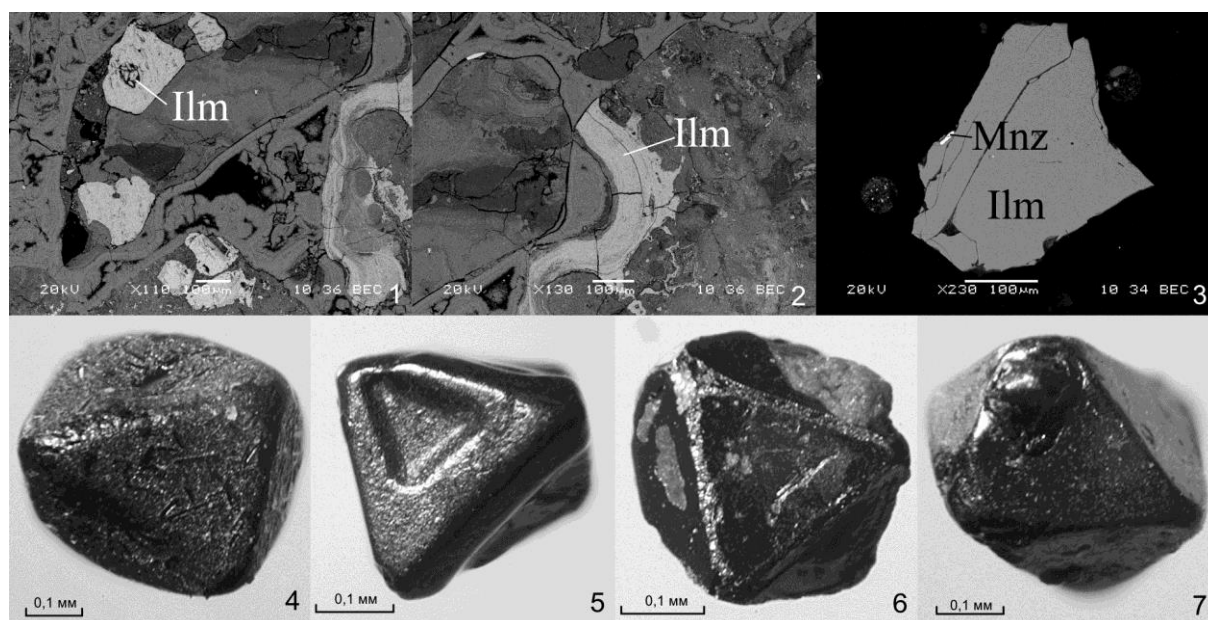


Рисунок. Морфологические особенности минералов ильменитовых россыпей. 1–3 – ильмениты, 4–7 – хромшпинелиды. Ilm – ильменит, Mnz – монацит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-37. Воронеж. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. – 255 с.
2. Канцеров В.А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы верхнего девона юго-востока Воронежской антеклизы: автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук / В.А. Канцеров. – Харьков: ХГУ, 1984. – 23 с.
3. Милаш А.В. Литолого-фациальная характеристика ястребовских отложений юго-востока Воронежской антеклизы / А.В. Милаш // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2016. – № 1. – С. 37–43.

ТИПИЗАЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ С ПОЗИЦИЙ КОНЦЕПЦИИ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ ПОТОКА

О.С. Чернова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

В основу типизации разнофациальных нефтегазоносных природных резервуаров Западной Сибири положена систематика юрско-меловых терригенных объектов, разработанная автором в рамках системного геологического подхода, основанного на изучении разномасштабных уровней организации осадочного вещества. На основе детальных литолого-фациальных исследований, проводимых в рамках палеоседиментологического моделирования, в керне скважин выделено и охарактеризовано 125 литогенетических типов отложений (ЛГТО), слагающих макрофациальные комплексы основных типов рассматриваемых терригенных природных систем. Закономерности распределения последних по разрезу и по латерали позволили выявить иерархическую соподчиненность седиментологических объектов разного ранга, связанных определенными парагенезами. Представленная таким образом схема иерархии дает возможность при знании природных механизмов и процессов, обуславливающих формирование определенных типов осадочных последовательностей, предсказывать появление возможных парагенетических ассоциаций и их латеральных вариаций для различных нефтегазоносных территорий, с конкретным типом литогенеза и геотектоническим режимом [2].

Детализация внутреннего строения природных резервуаров с целью предсказания их статических (пористость) и динамических (проницаемость) свойств рассмотрена с позиций существования в породе-коллекторе прослоев пород с близкими характеристиками порового пространства, обуславливающими одинаковые линии тока флюида, которые приняты в качестве гидравлических единиц потока (HFU), внутри которых геологические и петрофизические свойства, влияющие на течение жидкости, взаимно согласованы и предсказуемо отличны от других прослоев пород [1].

Изученные типовые природные резервуары, представлены набором определенных ЛГТО, порядок чередования которых обусловлен палеогидродинамическими уровнями среды седиментации, чутко реагирующей на изменение фациальных условий. Выделенные и описанные ЛГТО характеризуются определенными структурно-текстурными особенностями, значительно влияющими на пористость и проницаемость коллектора, что позволило рассматривать их в качестве самостоятельных HFU, имеющих связь как со статическими (пористость, распределение пор по размерам), так и динамическими (абсолютная и фазовые проницаемости, функция капиллярного давления) параметрами резервуара [3].

Для выделения HFU, имеющих единый характер течения флюида и отличающихся по фильтрационно-ёмкостным свойствам (ФЕС) от других единиц, использованы два основных параметра: индикатор гидравлической единицы FZI (*Flow Zone Indicator*), имеющий связь, как с геометрией порового пространства, так и со значениями пористости и проницаемости, полученными для конкретных образцов керна и индекс качества коллектора RQI (*Reservoir Quality Index*), характеризующий средний радиус пор [4]. Расчет комплексных параметров FZI и RQI проведен по керновым данным, а полученные значения сгруппированы в HFU для каждой выделенной макрофации. Далее для каждой модели природного резервуара тип коллектора увязан с выделенными фациями, после чего сформирована единая система литолого-петрофизических типов пород для рассматриваемых природных резервуаров. Проведенная систематизация распределений параметра FZI в зависимости от значений пористости и проницаемости резервуаров с учетом их фациальной принадлежности и

неоднородности порового пространства позволила составить универсальную генетическую литолого-петрофизическую классификацию терригенных коллекторов на основе выделения HFU для условий Западной Сибири, объединяющую в себе качественные и количественные характеристики продуктивного резервуара.

Значительная неоднородность свойств и петрофизических параметров свойственна большинству природных резервуаров Западной Сибири. В ходе исследования, установленные пространственные парагенетические взаимосвязи, определившие распределение ЛГТО различной генетической принадлежности и закономерности в изменении их петрофизических параметров, позволили типизировать литолого-петрофизические характеристики рассмотренных макрофаций с позиций однородно-слоистых («*Layer-cake*»), мозаичных («*Jigsaw-puzzle*»), либо резервуаров типа лабиринт («*Labyrinth*»). Тем самым позволив создать единый классификационный ряд обобщенных параметров HFU, с установленными связями между седиментологической (качественной) и петрофизической (количественной) их характеристиками.

Оценка свойств, выполненная посредством расчета петрофизических алгоритмов (HFU, FZI, RQI), характеризует пространственную изменчивость минералогических, структурно-текстурных и фильтрационно-ёмкостных характеристик пород-коллекторов, сформированных в различных условиях, позволяет выделять ЛГТО с близкими характеристиками порового пространства и соответственно, прогнозировать тип и петрофизические параметры каждого рассмотренного типа природного резервуара.

Предложенная типизация литолого-петрофизических характеристик дает возможность отображать слоисто-неоднородную структуру терригенного коллектора, с детальным учетом его фильтрационно-ёмкостной пространственной неоднородности и получать типовые зависимости параметров для каждого выделенного фациального типа природного резервуара. Рассчитанные таким образом параметры могут быть использованы на месторождениях с аналогичным распределением HFU, но низкой информационной базой по другим данным (особенно керну скважин), необходимым для качественного моделирования процесса разработки. Это позволит снизить неопределенность, связанную с поведением залежи в процессе эксплуатации скважин и увеличить эффективность разработки, как с точки зрения коэффициента увеличения нефти, так и с точки зрения экономических параметров.

Разработанная классификация единого ряда классов гидравлических единиц потока (HFU) для Западной Сибири может служить основой для автоматической корректировки геологических и гидродинамических моделей, построенных на основе выделения типов HFU-коллекторов. Предлагаемая методика, стандартизируя подход к построению геологических и гидродинамических моделей, снижает роль субъективного фактора в их построении, что особенно актуально для месторождений, находящихся на поздних стадиях разработки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Amaefule J.O. Enhanced Reservoir Description: Using core and log data to identify Hydraulic (Flow) Units and predict permeability in uncored intervals/wells / J.O. Amaefule, M. Altunbay, D. Tiab, D.G. Kersey, D.K. Keelan // SPE 26436, presented at 68th Ann. Tech. Conf. And Exhibit. – Houston, Tx., 1993.
2. Чернова О.С. Систематика и иерархия природных резервуаров как основа палеосе-диментологического моделирования / О.С. Чернова // Известия Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 317. – № 1. – С. 116–121.
3. Чернова О.С. Классификация обстановок осадконакопления, литогенетических типов и фаций на примере юрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты / О.С. Чернова // ТПУ, ЦППС НД, 2009. – С. 65–73.
4. Чернова О.С. Гидравлические единицы потока при моделировании залежей углеводородов: подходы к выделению, методика, неопределенности / О.С. Чернова, Е.Р. Чухланцева // Недропользование-XXI век. – 2015. – Вып. № 5(55). – С.44–53.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)

И.А. Черяков¹, В.Г. Колокольцев², И.В. Осадчий², А.Н. Хабаров²

¹ПАО «Сургутнефтегаз», Сургут, Россия

²ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия

Магнетитовые руды формации железистых кварцитов широко распространены в кристаллическом фундаменте Сибири и Дальнего Востока. На Алданском щите с ними связаны крупные железорудные месторождения. Железистые кварциты – это не только базовое сырье для производства чугуна и стали, но и интересные естественно-исторические объекты, которые сохранили информацию об «особенностях эволюции Земли» [2, с. 38]. Полезными эти полигенетичные образования оказываются и при решении частных задач геологии. Впервые обнаруженные в кристаллическом фундаменте Непско-Ботуобинской антеклизы железистые кварциты заслуживают особого внимания еще и потому, что в пределах глубин их залегания получены притоки нефти. Формация железистых кварцитов вскрыта двумя нефтепоисковыми скважинами ПАО «Сургутнефтегаз».

В центральной части Непского свода (рис. 1), железистые кварциты залегают под серыми и светло-серыми горизонтально лежащими породами доломит-ангидритовой толщи венда в интервале глубин 1506,8 – 1612 м. Верхняя часть формации (1506,8 – 1509,3 м) представлена элювиально-делювиальным шлейфом, сформировавшимся в процессе субаэрального выветривания железистых кварцитов в немакит-далдынском (?) веке вендского периода. Перекрытые этим шлейфом полосчатые темно-серые с красноватым оттенком магнетит-гематит-кварцевые породы имеют крутые

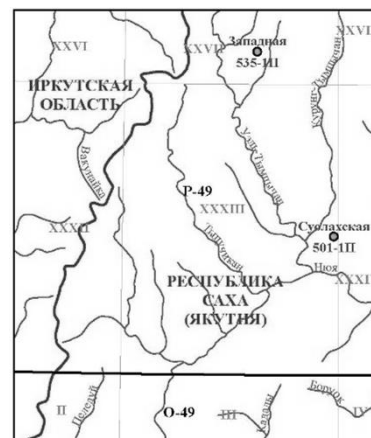


Рис.1. Схема района работ

углы падения с элементами опрокинутого залегания и характеризуются широким спектром разнопорядковых сложных складок.

В составе формации выделяются 5 минерально-текстурных разновидностей железистых пород: 1) кварц-гематит-магнетитовые полосчатые; 2) кварц-карбонатно-магнетитовые полосчатые; 3) кварц-слюдисто-магнетитовые линзовидно-полосчатые; 4) микрополосчатые и 5) кварц-магнетитовые полосчато-плосчатые.

Доминирующим рудным минералом формации железистых кварцитов является магнетит, концентрация которого в рудных «слоях» превышает 50%, значительно меньше распространен гематит. Из нерудных преобладает кварц, в больших количествах присутствуют биотит, гидрослюды, сидероплезит, кальцит, сидерит, минералы из группы амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда.

Магнетит замещен мартитом, доля которого близ кровли достигает 50 – 90% объема протолита, а в 40 м глубже уменьшается до долей процента.

Рис. 2. Характер складчатости в магнетитовых рудах

В магнетитовой руде кроме мартитовой формы присутствуют игольчатые и пластинчатые кристаллы гематита, слагающие прожилки в кварц-карбонатно-

магнетитовых «прослоях». В кровле формации гематит окислен и гидратирован на глубину первых метров. Из сульфидных минералов наиболее распространен (до 1-2%) пирит, а в кварцевых «слоях» рассеяны единичные мелкие (до 0,07 мм) зернышки халькопирита.

Разнообразные по минеральному составу безрудные «слои» почти всегда содержат рассеянные кристаллы оксидов железа. В кварцево-куммингтонитовых «слоях» кварцевые зерна обычно имеют изометричные очертания и зубчатые границы. Примечательны сферические и веерообразные агрегаты игольчатых кристаллов лучистых амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда.

В 50 км к северу-северо-западу от Суолахской скважины формация железистых кварцитов вскрыта скважиной Западная 535-1П в интервале глубин 1862,2 – 1985 м (рис. 1). На железистых кварцитах с глубоким размывом залегает сульфатно-карбонатная толща венда, в основании которой выделяется пачка (1858,7 – 1862,2 м) чередования сульфатно-карбонатных пород и сильно окисленных вишнево-красных железистых кварцитов, визуально не отличимых от нижележащих. Очевидно, что в трехмерном пространстве они представляют собой глыбы (до 1 м) кварцитов, обрушившихся в сульфатно-карбонатные осадки, что позволило базальную пачку венда отнести к коллювию обрушения фации подводно-осыпных отложений [3].

Интенсивно дислоцированная (с углами падения 70-90°) формация представлена переслаивающимися железистыми кварцитами, хлоритовыми, хлорит-мусковитовыми, биотит-мусковит-кварцевыми сланцами. Из рудных минералов здесь доминирует гематит, а магнетит имеет подчиненное значение. В керне визуально (по интенсивному развитию лимонита, окрашивающему породы в вишнево-красный цвет) диагностируется мощная (в интервале 1862,2 – 1940 м) зона окисления, которая скорее всего обусловлена разломом.

В публикации С.Б.Шадринной с соавторами [4] железистые кварциты Непско-ботуобинской антеклизы ассоциируются со слагающими железорудные месторождения Ангаро-Илимского бассейна, и лишь подстилающие оталькованные породы они относят к кристаллическому фундаменту [4, с. 197].

Мы полагаем, что в своде Непско-Ботуобинской антеклизы вскрыты два разных фрагмента формации железистых кварцитов, залегающей в позднеархейско-нижнепротерозойских породах предположительно борсалинской серии [1], которая широко распространена в западной части Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология западной части Алданского щита / Е.П. Миронюк, Б.К. Любимов, Э.Л. Магнушевский. – М.: Недра, 1971. – 240 с.
2. Корнилов Н.А. Некоторые общие вопросы изучения железных руд железисто-кремнистых формаций докембрия // Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока / Н.А. Корнилов. – Новосибирск, 1977. – С. 34–30.
3. Фролов Н.Т. Генетическая типизация морских отложений / Н.Т. Фролов. – М.: Недра, 1984. – 222 с.
4. Шадрина С.Б. Гидротермально-метасоматические процессы и их роль в формировании коллекторов в разрезе венд-нижнекембрийских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы (на примере поисковой скважины Кедрового лицензионного участка / С.Б. Шадрина, Е.С. Денисюков, И.Л. Крицкий // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: матер. 1-й науч.-практ. конф. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2014. – Т. 2. – С. 194–197.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗВЕСТНЯКОВОГО ТИПА НА МАЛОЙ ПЕЧОРЕ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А.Н. Шадрин

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Визейские породы в бассейне Верхней Печоры пользуются широким распространением [1, 2]. Но на самой магистральной реке (Малой Печоре⁶) выходов указанного возраста крайне мало [2, 4]. Среди них наиболее полным и последовательным разрезом является обн. 76 (здесь и далее номера обнажений по В.А. Варсановичевой [1, 2]). Оно расположено на левом берегу р. Печора, в 0,6 км выше устья правого притока р. Большой Шежим, непосредственно ниже устья левого притока руч. Кременной, напротив о. Большой. Полоса выходов, вскрытая на этом участке реки, имеет субмеридиональное простирание и прослеживается на юг до р. Уньи и на север в бассейнах р.р. Большой Шежим и Шежимью, где выклинивается, не доходя до р. Илыч [4, 7]. Обн. 76, при общей длине порядка 1,5 км, представляет собой ряд скальных выходов высотой от 1 м до 15 м, разделенных не обнаженными участками и располагающихся у воды или на небольшом удалении от берега. Разрез наращивается снизу вверх по реке. Возраст пород определен по фауне фораминифер и брахиопод [3, 4].

Граница верхневизейских отложений с подстилающими турнейского возраста приходится на не обнаженный интервал мощностью не менее 20 м в пределах которого не встречено ни коренных выходов, ни развалов пород. Далее наблюдаются карбонатные породы алексинского, михайловского и веневского горизонтов визейского яруса [4].

Алексинский горизонт в нижней части разреза сложен мелкобиокластовыми известняками коричневатого-серого цвета с редкими водорослевыми желвачками. Местами отмечается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная некоторым изменением размеров биокластового материала. В основании разреза встречена слабоволнистая поверхность размыва. Выше наблюдаются мелкобиокластовые известняки коричневатого-серого цвета с большим количеством обломков различных кораллов, брахиопод и редких криноидей, гастропод. Здесь также отмечается наличие водорослевых желвачков. Макрофауна распространена не повсеместно, а образует отдельные линзы, участки различных размеров (до первых метров). В основании (2,4 м) породы разбиты на плитки от первых см до 0,8 м. Видимая мощность алексинского горизонта составляет 20,9 м. Далее не обнажено 7 м. Здесь В.А. Варсановичевой [4] указывается пласт известнякового песчаника с алексинско-михайловской фауной, не формирующий выхода и наблюдаемый в заросших делювиальных развалах.

Михайловский горизонт в нижней половине разреза представлен коричневатого-серыми, часто мелкобиокластовыми известняками, в самом верху разбитыми на плитки (0,15-0,35 м) пелитоморфного облика. Обнаженность участка низкая, имеются большие задернованные участки. Выше залегает мощная пачка коричневатого-серых полибиокластовых известняков с редкими фрагментами различных брахиопод, кораллов, криноидей. В верхних 2,7 м разреза крупных органических остатков больше и местами присутствуют линзовидные участки скопления створок мелких брахиопод. Повсеместно наблюдаются водорослевые образования, в отдельных случаях формирующие маломощные прослои. Общая

⁶ Под названием Малой Печоры выделяют верхнюю часть течения этой реки от истоков до устья ее большого левого притока р. Уньи [3].

мощность михайловского горизонта с учетом не обнаженных участков составляет 33 м. Далее не обнажено 16 м.

Веневский горизонт сложен серыми и коричневато-серыми преимущественно мелкобиокластовыми известняками. За исключением самого верха разреза (1.5 м) характерно наличие разобщенных створок различных брахиопод. Целые раковины редки. В центральной части разреза горизонта также встречаются кораллы и губки. В отдельных случаях наблюдаются маломощные (менее 0.1 м) прослои кораллово-брахиоподово-биокластовые и водорослевые прослои. Кроме того, следует отметить наличие в породах средней части разреза примеси (менее 2 %) зерен кварца тонкопесчаной (порядка 0.1 мм) размерности. Общая мощность веневского горизонта с учетом задернованных интервалов составляет 41.5 м. Далее не обнаженный участок 6 м мощностью, после которого наблюдаются породы серпуховского возраста.

Таким образом, в строении верхневизейской части разреза в обн. 76 на Печоре, как и в более южных выходах на р. Унья (обн. 84, 85[5, 6]), принимают исключительно известняки. Характерно отсутствие заметного развития процессов доломитизации и окремнения, типичных для одновозрастных отложений более западных районов бассейна Верхней Печоры. Известняки преимущественно мелкобиокластовые, часто подверженные частичной (в различной степени) грануляции структурных компонентов, нередко и перекристаллизации. Крупная фауна встречается часто, но в несколько меньшем количестве, чем в западных разрезах бассейна Верхней Печоры. Характерно частое наличие в породах водорослевых образований.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсанофьева В.А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи) / В.А. Варсанофьева // Труды Всесоюзн. Геол.-разв. объедин. НКТП СССР. – М.–Л., 1933. – Вып. 289. – 47 с.
2. Варсанофьева В.А. Геологическое строение территории Печорско-Ыльчского государственного заповедника / В.А. Варсанофьева // Труды Печорско-Ыльчского гос. заповедника. – М., 1940. – Вып. 1. – С. 5–214.
3. Варсанофьева В.А. К стратиграфии среднекаменноугольных отложений бассейна Малой Печоры / В.А. Варсанофьева // Материалы по геологии Северного Урала и Тимана. Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. – Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1962. – Вып. 3. – С. 38–50.
4. Варсанофьева В.А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры / В.А. Варсанофьева // Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. – Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1965. – Вып. 5. – С. 3–20.
5. Шадрин А.Н. Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений в разрезе Большого Пещерного острова (р. Унья, Северный Урал) / А.Н. Шадрин, Р.М. Иванова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019. – Т. 14. – № 1. – http://www.ngtp.ru/rub/2019/1_2019.html
6. Шадрин А.Н. Строение разреза нижнекаменноугольных отложений известнякового типа в бассейне р. Унья (Северный Урал) / А.Н. Шадрин // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы 17-го Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 2019. – Т. 2. – С. 233–235.
7. Юдин В.В. Варисциды Северного Урала / В.В. Юдин. – Л.: Наука, 1983. – 173 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ И ТЕПЛОИЗОЛЯЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД КЛЮЧИЩЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ДИАТОМИТОВ ИНЗЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т.Р. Шакиров, М.С. Вафина, Л.Н. Нажарова

ФГУП ЦНИИгеолнеруд, Казань, Россия

В настоящее время ощущается необходимость объединения технологии и геологии для комплексных исследований и получения нового сырья с улучшенными характеристиками. Целью данной работы является изучение опал-кристоболитовых пород, для получения пористых изделий с улучшенными физико-механическими и теплотехническими характеристиками. Опал-кристоболитовые породы представлены преимущественно активным кремнеземом, содержание которого больше 50% и обладают тонкопористой структурой.

Основным сырьем для исследований явились глинистое сырье из Ключищенского месторождения и диатомиты Инзенского месторождения.

Ключищенское месторождение кирпичных глин находится в Верхнеуслонском районе РТ. Расположена на южном, пологом правом склоне правого притока р. Волга западнее с. Ключищи. Продуктивная толща представлена делювиальным, делювиально-солифлюкционными отложениями ($ds\ Q\ II-III$) – суглинками и алевролитистыми глинами слабо карбонатными, с прослоями и линзами супесей. Цвет глин красновато-коричневый, зеленовато-серый, охристо-серый. Средняя мощность продуктивной толщи по месторождению – 13,88 м. Подстилающие породы представлены пестроцветными глинами, мергелями и известняками пермского возраста (уржумская серия – P2) [3].

Инзенское месторождение диатомита расположено в Ульяновской области. Толща диатомита с мощностью 60 м составляют среднюю часть нижнесызранских слоев палеоцена. Подстилающими и покрывающими породами являются опоки, мощностью 6-20 м. Средняя мощность продуктивной толщи составляет 35-40 м. В верхней части продуктивной толщи диатомит светло- и желтовато-серый, почти белый, в средней он приобретает пятнистую окраску, в нижней становится серым и темно-серым (за счет содержания тонко-рассеянного органического вещества).

При сопоставлении химического состава глины Ключищенского месторождения и диатомита Инзенского месторождения наблюдается их близость в составе, а также высокое содержание оксида кремния. В среднем для глины содержание основных оксидов составляет: 69,09% SiO_2 , 11,73% Al_2O_3 , 4,77% Fe_2O_3 , 2,57% CaO , 5,67% ППП, а для диатомита: 81,08% SiO_2 , 5,63% Al_2O_3 , 2,69% Fe_2O_3 , 0,68% CaO , 7,50% ППП [2].

Экспериментальные исследования проводились по стандартной схеме производства керамического кирпича пластическим формованием, включая стадии измельчения, формования, сушки и обжига. Высушенные и измельченные диатомит и глину (фракции менее 1,0 мм) смешивали в различных соотношениях для получения однородной массы, формовали плитки размером 50x50x10 мм. Сушка образцов проводили в естественных условиях в течении 3-5 суток. Обжиг образцов проводился при $t=950\ ^\circ C$, с скоростью подъема температуры $8\ ^\circ C/мин$ и выдержкой в течение 3 часов. Определялись следующие характеристики: усадка, средняя плотность, водопоглощение, прочность на сжатие, открытая пористость, коэффициент теплопроводности. Результаты испытаний приведены в таблице.

Результаты испытаний керамических образцов

Состав шихты (глина:диатомит), %	Усадка, %	Плотность, г/см ³	Водопоглощение, %	Прочность на сжатие, МПа	Пористость, %	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м·К)
100:0	5,91	1,93	10,24	29,39	23,11	0,287
75:25	6,87	1,45	23,64	20,96	35,29	0,249
50:50	7,93	1,22	32,57	16,31	42,39	0,219
25:75	8,54	1,07	41,75	17,38	45,97	0,216
0:100	8,74	0,88	57,30	8,20	52,22	0,135

Изделия после обжига сохраняли форму, не имели видимых дефектов и деформаций. Цвет обожженных образцов изменялся от сургучно-красного (100% глина) до светло-бежевого цвета (100 % диатомит). Испытания керамических изделий на физико-механические характеристики проведены согласно ГОСТ 473-81 [1]. Результаты показали, что с увеличением содержания диатомита, уменьшается масса и средняя плотность изделий. Образцы изготовленные из 100% диатомита легче керамических практически в 2 раза. Усадка изделий с увеличением содержания диатомита увеличивается до 30%.

В последнее время к современным строительным материалам, наряду с механической прочностью предъявляются повышенные требования по теплоизоляционным свойствам. Диатомит в качестве добавки для улучшения теплоизоляционных свойств керамических изделий способен снизить коэффициент теплопроводности в 2 раза, но пористость данных образцов может достигать критических отметок (до 52 %), поэтому данные изделия могут применяться только для внутренних работ, или для кладки наружных стен, но с обязательной изоляцией водо- и паро-непроницаемыми материалами.

По результатам проведенных исследований можно рекомендовать диатомит Инзенского месторождения в качестве добавки для получения керамических теплоизоляционных изделий. Оптимальное соотношение глина:диатомит равно 60:40, с прочностью на сжатие 18,6 МПа, коэффициентом теплопроводности 0,234 Вт/(м·К). Образец из 100% глины имеет прочность 29,4 МПа и коэффициент теплопроводности 0,287 Вт/(м·К), что согласно ГОСТ 530-12 относит эти изделия по теплофизическим свойствам к малоэффективным (обыкновенным) изделиям и присваивает им марку кирпича М 250. При выбранном же, оптимальном соотношении 60:40 незначительно снижается марочность кирпича до М 175, но в теплотехническом плане изделия становятся повышенно эффективными.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ 473.1-11-81. Методы испытаний керамических изделий. – М.: Издательство стандартов, 1981.
2. Дистанов У.Г. Кремнистые породы СССР / У.Г. Дистанов. – Казань: Татарское книжное изд-во, 1976. – 412 с.
3. Забиров А.Г. Глины и суглинки на территории Татарской Республики / А.Г. Забиров // Геология и полезные ископаемые ТАССР. – Казань, 1946. – С. 207-234.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

С.Н. Шанина¹, А.Р. Галамай², Н.В. Сокерина¹, О.О. Игнатович³, В.П. Морозов⁴

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

²ИГГИ НАНУ, Львов, Украина

³ООО «Полярноуралгеология», Сыктывкар, Россия

⁴Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Верхнепечорский калиеносный бассейн расположен в пределах Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба. Соленосные отложения распространены на площади более 6000 км². В длину бассейн вытянут в меридиональном направлении на 100–110 км, в широтном – до 55 км. Соленосная формация Верхнепечорского бассейна соответствует кунгурскому ярусу нижней перми. Подстиляется она карбонатно-глинистыми и известняковыми отложениями артинского яруса и перекрывается мергелевыми и алевроито-песчаниковыми породами уфимского яруса верхней перми. Галогенные отложения разделяются на три горизонта: подстилающей каменной соли, калийно-магниевого солей и покровной каменной соли. Особенности строения отложений и их состав рассмотрены в ряде работ [1-2, 4-6]. В настоящей работе приводятся данные о химическом составе солеобразующих растворов и условиях седиментации солей Верхнепечорского бассейна по результатам исследования индивидуальных включений в галите.

В образцах галита по разрезу соляных отложений постоянно встречаются хорошо сохранившиеся седиментационные реликты придонного галита в виде «елочек», размер которых достигает 3.5 см. Зональность в седиментационных структурах преимущественно ритмическая с четким чередованием молочно-белых полос с включениями и прозрачных – без включений. Широкое распространение подобной зональности в галите свидетельствует о мелководности солеродного бассейна.

Определение состава рассолов первичных включений в образцах, отобранных из нижней и средней частей пласта подстилающей каменной соли проводилось методом ультрамикрoхимического анализа [3]. Полученные данные свидетельствуют о том, что основным источником рассолов Верхнепечорского солеродного бассейна была морская вода сульфатного типа (Na–K–Mg–Cl–SO₄), а соотношения основных ионов схожи с составом рассолов других пермских бассейнов. Концентрация рассолов во время кристаллизации солей пласта ПдКС была близка к началу садки калийных минералов. Результаты исследований показали, что началу отложения подстилающей каменной соли в солеродном бассейне предшествовал размыв ранее отложенных калийных солей на близлежащей к бассейну территории. Причем в различных участках бассейна масштаб влияния на состав его рассолов свежих морских или континентальных вод, размывавших калийные отложения был неодинаков. Наименее существенным он был в южной части бассейна.

О возможном размыве морскими или пресными водами ранее отложенных калийных солей свидетельствуют и несколько заниженные по сравнению с ожидаемыми значения бром-хлорного коэффициента (0.15–0.23) в образцах галита нижней части пласта подстилающей каменной соли.

Результаты определения температур гомогенизации в однофазовых жидких включениях в галите путем их предварительного охлаждения показали, что обособление газовой фазы в подобных включениях требует значительного времени, что связано с высокими концентрациями солей калия и магния в рассолах

Верхнепечорского бассейна в момент формирования галита [7]. Значения температур гомогенизации включений составляют от 9 до 43°C и соответствуют данным для других ранее изученных пермских бассейнов. Выявленное существование различных температурных интервалов и их широкий диапазон свидетельствуют о мелководности бассейна соленакопления.

Таким образом, по данным исследования флюидных включений установлено, что накопление соленосной толщи Верхнепечорского бассейна калийно-магниевых солей проходило в мелководных условиях. По соотношению основных компонентов рапа бассейна относилась к морской воде сульфатного типа. Началу формирования солеродной толщи Верхнепечорского бассейна вероятно предшествовал размыв ранее отложенных залежей калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богацкий В.И. Предварительный подсчёт запасов калийных и каменных солей Верхнепечорского месторождения по категории С₁ по состоянию геологической изученности на 1 февраля 1959 года / В.И. Богацкий. – Вой-Вож. – Сыктывкар: Комигеолфонд, 1959.
2. Игнатович О.О. Геологическое изучение (поиски и оценка) месторождений минеральных солей в пределах Якшинского участка на территории Республики Коми / О.О. Игнатович, О.Н. Слонкина, В.Н. Леденцов, О.А. Степанов, В.Ф. Лапицкая, А.Н. Аксеновский, А.П. Коштырева, И.В. Попов, К.В. Лапшин, И.А. Синайский, Е.В. Бабин, Ю.И. Кононюк. – Сыктывкар: ГБУ РК «ТФИ РК» (Комигеолфонд), 2013.
3. Галамай А.Р. Состав минералообразующих рассолов Верхнепечорского солеродного бассейна на стадии кристаллизации галита / А.Р. Галамай, С.Н. Шанина, О.О. Игнатович // Записки РМО. – 2013. – № 4. – С. 32-46.
4. Иванов А.В. Краткая характеристика соленосности кунгура бассейна верхнего течения р. Печоры / А.В. Иванов. – Динь-Ёль, Сыктывкар: Комигеолфонд, 1965.
5. Иванов А.А. Геология Верхнепечорского соленосного бассейна и его калиеносность / А.А. Иванов, М.Л. Воронова // Труды ВСЕГЕИ. – Вып. 161. – 1968. – С. 3-79.
6. Фойгт В.П. Отчет о предварительной разведке Верхне-Печорского месторождения калийно-магниевых и каменных солей (разведочное и структурно-поисковое бурение) / В.П. Фойгт, И.П. Гладков, П.И. Иванов, В.И. Тарабрина. – Печора (Фонды Полярно-Уральского геологоразведочного объединения), 1965.
7. Шанина С.Н. Определение температур гомогенизации включений в галите Якшинского месторождения / С.Н. Шанина, Н.В. Сокерина, А.Р. Галамай, В.Н. Леденцов, Д.В. Оносов // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2014. – № 8. – С. 3-6.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ ВО ВПАДИНАХ ДЕПРЕССИОННОГО ТИПА, КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Т.А. Шарданова, А.Н. Хомяк

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Для восстановления условий и обстановок формирования высокоуглеродистых осадков необходим комплексный литолого-фациальный анализ. Этот подход был применен при изучении высокоуглеродистых комплексов верхнего девона Волго-Уральского бассейна (отложения доманика) и верхней юры Западной Сибири (баженовская свита). Детальный анализ кернового материала, с привлечением литературных данных, позволил авторам сделать выводы о высокой роли геодинамического режима в бассейне седиментации при накоплении высокоуглеродистых осадков («черных сланцев»). Осадочные разрезы имеют трансгрессивно-регрессивную последовательность и формировались в условиях высокого стояния моря. Осадки откладывались в относительно глубоководных шельфовых впадинах, в преимущественно пострифтовую стадию. Характерны низкие скорости седиментации в условиях компенсированного и некомпенсированного прогибания, ниже волнового базиса. Глубины колебались от 50 до 500 метров.

В период накопления осадков, обогащенных органическим веществом сапропелевого типа отмечаются признаки активизации геодинамического режима, с которой связано изменение рельефа впадин депрессионного типа. Для начала баженовского времени в центральной части бассейна - это формирование сиповых построек, связанных с выходами метана; многочисленные следы гравитационных процессов - градационная, маятниковая, косая слоистость в радиоляритах; нередко резкие эрозионные границы, изменение углов наклона в «черных сланцах». Рост внутрибассейновых поднятий подтверждается геофизическими и палеонтологическими данными [1, 2]. Более масштабно гравитационные процессы проявляются в краевой северо-восточной части бассейна при формировании разрезов «аномального бажена», где среди высокоуглеродистых кремневых пород (баженитов) выделяются алевро-песчаные интервалы [3]. По соотношению с вмещающими породами были выделены алевро-песчаные пластовые и секущие (песчаные дайки) тела разной мощности. Проведены их детальные седиментологические исследования. Для маломощных слоев песчаников (толщиной от нескольких мм, до 10 см) характерно как однородное строение, так и градационная слоистость (с постепенным переходом в глинистые породы). Также, встречаются пластовые песчаные тела толщиной более 20 см средне-мелкозернистые массивные, редко горизонтально-слоистые. Встречаются неполные циклы Боума, включения угловатых обломков пород баженовской толщи, местами отмечается конволютная слоистость. Часто прослои песчаников могут иметь резкие неровные контакты без следов пластичных деформаций с вмещающими породами; редко контакты эрозионные с «захватом» подстилающих осадков. Генетический анализ позволил отнести эти песчаники к гравитационному типу, т.е. в их формировании участвовали автокинетические потоки разной плотности, как низко-, так и высокоплотностные. Также выделяются крупные алевро-песчаные и песчано-алевритовые тела, мощностью до нескольких десятков метров, смятые в конседиментационные складки. Аналогичные процессы отмечены и в основании доманикового комплекса, перекрывающие карбонатные породы мелководного генезиса [4]. Карбонатные брекчии, залегающие в основании высокоуглеродистого комплекса, а также грубо ритмичное чередование высокоуглеродистых пород и

прослоев известняков, сформированных высоко плотностными потоками, являются ярким отражением резкого изменения рельефа, повышением его контрастности. В разрезах баженовского и доманикового комплексов отмечаются редкие прослои синхронной вулканокластики, что подтверждает активизацию геодинамического режим.

Изменение фациальных обстановок от формирования глинистых осадков абалакской (георгиевской) свиты к накопления преимущественно кремневых осадков баженовской свиты происходит постепенно. В доманиковом бассейне отмечается резкое изменение условий и обстановок седиментации от карбонатной платформы к отложениям депрессии.

Для пород, обогащенных органическим веществом характерен высокий фон средних содержаний ряда микроэлементов, по сравнению с кларками глинистых пород [1, 5]. Выявлена прямая зависимость между содержаниями OB и Fe, Co, Ni, Zn, Ni, Cr, V, Cu, Ti, Mo, S, As, S, Re и ураном. Что позволяет предположить и усиление гидротермальной активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калмыков Г.А. Модель нефтенасыщения порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала / Г.А. Калмыков, Н.С. Балушкина. – М.:ГЕОС, 2017. – 247 с.
2. Панченко И.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири / И.В. Панченко, Н.С. Балушкина, Е.Ю. Барабошкин и др. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2015. – Т. 10. – № 2.
3. Шарданова Т.А. Роль гравитационных процессов при формировании аномальных разрезов бажена (АРБ) / Т.А. Шарданова, Е.В. Карпова, Р.Р. Сабирьянова // Экзолит – 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика: сб. научных материалов под ред. Ю.В. Ростовцевой. – М.: МАКС Пресс, 2018. – С. 141-143.
4. Шарданова Т.А. Особенности строения и формирования высокоуглеродистых комплексов / Т.А. Шарданова, Н.П. Фадеева, А.Н. Хомяк, В.Л. Косоруков // Отечественная геология. – 2017. – № 3. – С. 74-84.
5. Юдович Я.Э. Геохимия черных сланцев / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.

РАССЕЯННОЕ ОСАДОЧНОЕ ВЕЩЕСТВО В АТМОСФЕРЕ, СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ И ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДАХ АРКТИКИ

В.П. Шевченко

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

Арктика оказывает огромное влияние на природную среду Земли. Очень хрупкое равновесие между ее физическими, химическими и экологическими параметрами делает Арктику индикатором глобальных изменений [4–6].

В 1991–2019 гг. сотрудники Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН под руководством академика А.П. Лисицына совместно с коллегами из многих российских и зарубежных организаций проводили исследования рассеянного осадочного вещества в атмосфере (нерастворимая фракция аэрозолей), снежном покрове и дрейфующих льдах (ice-rafted sediments) в Северном Ледовитом океане, его морях и на прилегающих участках их водосборных бассейнов. [1–3, 6, 7]. Целью этих исследований является оценка их влияния на климат, осадконакопление и загрязнение Арктики.

Рассеянное осадочное вещество в атмосфере оказывает огромное влияние на формирование качества воздуха и климат [5]. Роль атмосферных аэрозолей в загрязнении Северного Ледовитого океана, его морей и водосборов весьма разнообразна. Осаждающиеся из атмосферы антропогенные аэрозоли входят в состав морских вод, растений, животных. Вклад золотого материала в формирование состава вод и донных осадков Северного Ледовитого океана и его морей вполне сравним с вкладом речной взвеси (за пределами маргинальных фильтров), особенно для таких антропогенных микроэлементов как свинец и кадмий [3, 4]. Важное значение изучению аэрозолей Северной Евразии (на водосборах арктических морей и в их акватории) придают в рамках международного проекта Pan-Eurasian Experiment (PEEX) [5].

Снежный покров является природным архивом вещества, поступающего из атмосферы [1, 6]. Снег сохраняется на поверхности почвы или льда и таким образом фиксирует атмосферные выпадения за снежный период года. Нерастворимые микро- и наночастицы (рассеянное осадочное вещество), содержащиеся в снежном покрове, характеризуют зимнюю атмосферу, когда суша покрыта снегом, а реки, озера, моря – слоем льда, т.е. поступление аэрозольного вещества из почвы прилегающих районов минимально, поэтому главное значение приобретает вещество, переносимое в атмосфере от различных дальних источников или от локальных антропогенных источников [1].

Исследования последних десятилетий показали, что дрейфующие морские льды являются важным механизмом переноса рассеянного осадочного вещества (ice-rafted sediments, IRS), включая связанные с ними загрязнения, в Арктике [1, 2, 6, 7]. Имеются две основных возможности аккумуляции морским льдом микро- и наночастиц – из воды во время ледостава и из атмосферы. Морской лёд может вбирать в себя большое количество рассеянного осадочного вещества. Во время сильных морозов кристаллы внутриводного льда захватывают микро- и наночастицы рассеянного осадочного вещества из взмученного придонного нефелоидного слоя, всплывают и вмораживают в шугу и формирующийся ледовый покров. Наиболее эффективно вмораживание в образующийся морской лёд частиц пелитовой и алевроитовой размерности. Ввиду того, что многие загрязняющие вещества преимущественно связаны именно с такими частицами, лёд может оказаться загрязнён ими больше, чем вода [6]. Лёд является природным планшетом для

накопления осаждающихся аэрозольных частиц (сухие и мокрые выпадения литогенные и биогенные микро- и наночастицы и загрязнения) [1, 7].

В ходе дрейфа льдов происходит перенос огромных масс льда и осадочного материала, представленного в основном микро- и наночастицами, на расстояния в тысячи километров в направлении к проливу Фрама, где льды встречаются с теплым течением из Атлантического океана. Здесь происходит главная разгрузка осадочного материала льдов и находится главный ледовый депоцентр Арктики [1, 6, 7].

Сибирский шельф поставляют главную массу тонкодисперсного осадочного материала в западные районы Арктики. Несомненно, что накопление изотопно-геохимической информации по составу осадочного материала в дрейфующих льдах из других районов Арктики позволит в будущем более точно судить о его источниках и путях перемещения в системе «шельф-океан», однако во всех случаях такой анализ должен сопровождаться рассмотрением и других данных [2]. Так, например, известно [5, 11], что льды из западной части Карского моря, источником IRS для которых выступает взвесь р. Оби, достаточно редко достигают района плато Ермак. Кроме того, ряд потенциальных источников IRS, такие как Гренландия и Скандинавия, не сопоставимы с дренируемыми крупными реками платформенными областями по масштабу выносимого на шельфы осадочного материала, и этот материал, исходя из известных особенностей перемещения дрейфующих льдов [6], никогда не попадает в Западную Арктику.

Таким образом, показано, что микро- и наночастицы играют важную роль в процессах осадконакопления, влиянии на окружающую среду и климатические изменения.

Автор признателен академику А.П. Лисицыну за поддержку и коллегам, участвовавшим в исследованиях рассеянного осадочного вещества в Арктике, за помощь. Исследования выполнялись при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00938-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов / А.П. Лисицын // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 15. – № 1. – С. 18–60.
2. Маслов А.В. Геохимическая и Sr–Nd–Pb-изотопная характеристика осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Северного Ледовитого океана / А.В. Маслов, В.П. Шевченко, А.Б. Кузнецов, Р. Штайн // Геохимия. – 2018. – № 8. – С. 729–744.
3. Шевченко В.П. Аэрозоли – влияние на осадконакопление и условия среды в Арктике: дис. ... канд. геол.-мин. наук / В.П. Шевченко. – М.: ИО РАН, 2000. – 213 с.
4. Kadko D. Determining the pathways, fate, and flux of atmospherically derived trace elements in the Arctic ocean/ice system / D. Kadko, B. Galfond, W.M. Landing, R.U. Shelley // Marine Chemistry. – 2016. – Т. 182. – Р. 38–50.
5. Lappalainen H.K. Pan-Eurasian Experiment (PEEX): towards holistic understanding of the feedbacks and interactions in the land–atmosphere–ocean–society continuum in the northern Eurasian region / H.K. Lappalainen, V.-M. Kerminen, T. Petaja et al // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2016. – V. 16. – Р. 14421–14461.
6. Lisitzin A.P. Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean. Recent and Past / A.P. Lisitzin. – Berlin: Springer, 2002. – 563 p.
7. Lisitzin A.P. Glacial-marine sedimentation / A.P. Lisitzin, V.P. Shevchenko // Encyclopedia of Marine Geosciences / J. Harff, M. Meschede, S. Petersen, J. Thiede (eds.). – Dordrecht: Springer Science+Business Media, 2016. – Р. 288–294.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРГЕННОГО МИНЕРАГЕНЕЗА В КИММЕРИЙСКИЙ ЭТАП. ОПЫТ ИСТОРИКО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Этап включает время от позднего триаса до раннего мела включительно. Эволюция гипергенного минерагенеза предыдущих этапов рассмотрены ранее [2]. В геократические эпохи (T_3 - J_1 и K_1) в условиях теплого влажного климата широко были развиты коры выветривания (КВ) и связанные с ними различные полезные ископаемые, в том числе Fe, Ni, Co, Au, бокситы (типа «terra rossa»), каолины [1]. Возникли полиметаллические руды типа долины Миссисипи. В шельфовых морях талассократической эпохи (большая часть J) образовались крупные залежи руд Fe (гематит-сидерит-шамозитовых), Mn, фосфоритов, Ti-Zr россыпей. В аридных зонах возникли крупные эвапоритовые бассейны с солями Na, K и Mg. Распределение месторождений на нынешних континентах крайне неравномерно. Нами выделено 6 историко-минерагенических провинций (ИМП).

I. Средиземноморская ИМП. В ней имеются месторождения киммерийских оолитовых руд Fe и Mn, статиформных Zn, Pb, бокситов, инфильтрационных U. В Илийском осадочном бассейне (Т и J) цепочка U-угольных месторождений в юрских толщах тянется на 800 км по территории КНР и Казахстана. В Западной Европе широко развиты месторождения каолинов в КВ на гранитоидах. Бокситы же относятся к типу «terra rossa», приурочены к перерывам в карбонатных толщах. Динарская бокситовая провинция, протянувшаяся от Черногории до Альп на 600 км, только на Словенском участке имеет 8 бокситовых уровней от среднего триаса до олигоцена. В Греции красные оолитовые и пизолитовые диаспоровые разности залегают на известняках доггера под среднеюрскими же темными известняками. Второй бокситовый горизонт развит в кровле темных известняков доггера под известняками титона-сеномана. В киммеридже-неокоме на юге Средней Азии возникла мощная галогенная толща. Количество пластов сильвинита в ней от 2 до 7, мощности - от 3 до 20 м, содержание KCl от 21,4 до 48,6 %. Ширина продуктивной полосы – 10-50 км, протяженность – 110 км.

II. Восточноевропейская ИМП. В её пределах Ti-Zr россыпи известны в Нижегородской области (Лукояновское), Чувашии, Мордовии. Наиболее важные в экономическом плане залежи Лукояновского россыпного района объединяют около 10 объектов на площади 5 тыс. км². В самой крупной Итмановской залежи при среднем содержании «условного циркона» 63,7 кг/м³, песков 200 млн т. На Восточно-Европейской платформе (ВЕР) развиты отложения (J_3 - K_1) крупного Волго-Уральского фосфатносного бассейна. В Егорьевском районе, 80-90 км на ЮВ Москвы, продуктивны фосслои (J_3 - K_1) с гальками и желваками фосфоритов мощностью 0,3-2,5 м, а самой фосфатоносной толщи от 1,5 до 8 м.

III. Уральская-Среднеазиатская ИМП. Киммерийские КВ и ассоциирующие с ними россыпи – особенность экзогенного рудообразования на Урале и в Казахстане, где широко развиты золотоносные КВ и связанные с ними россыпи Au. Зона сочленения Западно-Сибирской платформы с Урало-Монгольским поясом на протяжении 1500 км содержит многие инфильтрационные месторождения U. В Балхашском бассейне пластовые залежи U тяготеют к юрским углям и песчаникам, как и инфильтрационные руды Илийского Mo-U месторождения. С КВ на кислых и основных породах связаны многие залежи каолинов и огнеупорных глин Урала и Казахстана, на гипербазитах – Ni, Co, Fe.

IV. Восточносибирская ИМП. Её облик определили крупные аккумуляции руд Fe, Au, россыпи алмазов и REE, а также наличие крупных Южно-Якутского Ленского, Иркутского и Зырянского угольных бассейнов. В Якутии, на севере Алданского щита, сформировались гётит-гидрогётитовые руды Ботомского и Лено-Малыканского железорудных районов. Мадашанское и Тулунское россыпные месторождения Ti на правобережье Ангары, локализованы в отложениях нижней юры и связанные с KB (T_3-J_1) по траппам.

V. ИМП Западного Пацифика. Здесь распространены месторождения руд Fe, Mn, полиметаллов. Озерные гематитовые и сидеритовые руды Китая распространены среди угленосных юрских отложений. Залежи марганцевых карбонатных руд Китая, залегающие под угленосной толщей юры, обнаружены в пров. Юньнань и Гуйчжоу. Позднеюрским является крупное месторождение Pb-Zn-Ag Ленг Шуй Кенг. Потенциальные ресурсы руд 16300×10^4 т. Ресурсы только Ag составили 9,4 тыс. т, Pb и Zn – 3,5 млн т. Попутными металлами для добычи являются Au, Cd, S, Fe, Mn и др. Бокситы триаса на закарстованной поверхности известняков девона и пермокарбона известны на СЗ Вьетнама.

VI. Центральноамериканская ИМП. В ней известны аккумуляции руд Mn, U-V, Cu, Pb, Zn, барита. В юре сформировались осадочные месторождения Mn в Мексике и Кубе. На условия локализации и состав залежей оказали влияние постмагматические процессы. В северных штатах Мексики широко развиты Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr месторождения «типа долины Миссисипи» (MVS) в карбонатных толщах. Пластовые залежи руд U и V известны на плато Колорадо в США. Основные запасы U ассоциируют с русловыми фациями (песчаники, гравелиты, конгломераты), содержащими органику. В рудах 0,11-0,24% U_3O_8 , до 1,7% V_2O_5 , сотые доли процента Cu. Здесь США добывает 60% своего урана. На востоке Колумбии имеется несколько месторождений медистых песчаников.

Экзогенный рудогенез киммерийского этапа сформировал богатейшие аккумуляции природно-легированных железных руд Лотарингского бассейна, значительные аккумуляции бокситов в Западной Европе, важные цирконий-титановые россыпи Восточно-Европейской платформы (Лукояновский рудный район). С киммерийским этапом связано начало становления огромных урано-ванадиевых месторождений плато Колорадо в США. Одной из загадок этапа является отсутствие на гондванских платформах аккумуляций полезных ископаемых, ассоциирующих с KB (бокситов, золотоносных россыпей), несмотря на широкое развитие и выраженность в верхнем ярусе современного рельефа юрской «гондванской поверхности».

ЛИТЕРАТУРА

1. Зинчук Н.Н. Историческая минерагения: в 3 томах / Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев. – Воронеж: Воронежск. ун-т, 2005. – Т. 1. Введение в историческую минерагению. – 281 с.; Воронеж: Воронежск. ун-т, 2007. – Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. – 570 с.; Воронеж: Воронежск. ун-т, 2008. – Т. 3. Историческая минерагения подвижных поясов. – 624 с.
2. Савко А.Д. Эволюция гипергенного минерагенеза в позднегерцинский этап. Опыт историко-минерогенического анализа / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырёв // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей : мат. IX-го Всероссийского литолог. совещ. (Казань, 30 сентября - 3 октября 2019 г.). – Казань: Казанский (Приволжский) федеральный ун-т, 2019 (статья в сборнике).

ИЗУЧЕНИЕ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НА КАРЕЛЬСКОМ И ПОМОРСКОМ БЕРЕГАХ БЕЛОГО МОРЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МИКРО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

На Карельском и Поморском берегах Белого моря с севера на юг исследованы донные отложения из почти 40 малых озер, расположенных на разных абсолютных отметках побережья Белого моря от уреза воды до 81,5 м над уровнем моря. Исследования проводились с целью определения временного положения береговой линии моря, темпов гляциоизостатического поднятия суши для разных частей территории, а также палеогеографических реконструкций. Для более объективной и достоверной интерпретации данных из приливной зоны Белого моря исследованы субрецентные отложения.

При проведении исследований использовались: метод изолированных бассейнов [7], геологические, микропалеонтологические, радиоуглеродные данные, полученные из донных осадков котловин малых озер, которые ранее были неровностями дна приледникового пресного или морского водоема. Стратифицированная толща донных отложений из таких озерных котловин соответственно формировалась в разных палеоэкологических условиях: в приледниковом пресноводном (фация I) и морском (фация III) бассейнах, позже - в пресноводном континентальном (фация V). При осолонении приледникового озера накапливались осадки переходной фации II, а при переходе от морского бассейна к озерному – осадки фации IV [1]. Положение береговой линии моря в разрезах соответствует осадкам транзитной фации IV. Их изучение в связи с подстилающими и перекрывающими отложениями дало возможность выделить диатомовые и палинологические индикаторы, позволяющие определить древнее положение береговой линии моря при отчленении котловин от основного бассейна [2 – 6].

Очевидными индикаторами положения береговой линии моря при отделении озерных котловин являются комплексы диатомовых водорослей. Приледниковые отложения слагают базальные части разрезов, представлены неслоистой, неяснослоистой или ленточной глиной, алевроитами, слоистым разнотернистым песком. Так в отложениях приледникового озера, которое осолонялось из-за удаления ледника и притока морских вод, содержатся единичные мелкие обломки морских центрических видов и единичные створки *Caloneis schrödery* Hust., *Navicula* sp., *Pinnularia quadratarea* A.S.. В некоторых разрезах встречаются единичные створки пресноводных *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa*, *Aulacoseira distans* и морских (*Thalassiosira exentrica*) диатомовых водорослей. Отложения фаций I и III могут быть и немymi. Для морских осадков (фация III) характерно сочетание полигалобов, мезогалобов, галофилов и немногочисленных индифферентов. В осадках фации IV основными доминантами являются мезогалобы и галофилы. Уменьшение их доли вверх по разрезу довольно отчетливо и резко, что и является индикатором положения береговой линии моря. В перекрывающих озерных осадках (фация V) всегда богатый и разнообразный пресноводный комплекс диатомовых водорослей, включающий планктонные виды, формы обрастаний (эпифиты) и донные. Здесь содержится до 10% галофилов с единичными поли- и мезогалобами.

Палинологические данные свидетельствуют о палеоэкологических условиях, существовавших на прилегающей суше при накоплении соответствующих разнофациальных осадков. Состав спорово-пыльцевых спектров (СПС)

исследованных осадков всех фаций имеет свои особенности в зависимости от климатических показателей определенного периода голоцена. Локальные компоненты СПС отложений фаций III и IV, включающие пыльцу трав и споры, отражают состав растительности приморской полосы. В СПС морских отложений (фа́ция III) присутствует пыльца *Atriplex nudicalis*, *Salicornia herbacea*, *Plantago maritima*, Aster-type. Обусловлено это тем, что продуцирующие их виды являются облигатными галофитами. Пыльца Asteraceae по своим морфологическим особенностям соответствующая типу Aster, по нашему мнению, принадлежит галофиту *Tripolium vulgare*. Отмечены высокие значения пыльцы Cyperaceae и Poaceae. При опреснении водоемов уменьшается засоленность грунтов, делая местообитания непригодными для галофитов. Полная изоляция котловин определяется по появлению пыльцы водных и прибрежно-водных видов растений пресных водоемов, спор *Isoetes*, а также колоний водорослей *Pediastrum*.

Специфической особенностью озерного седиментогенеза на Поморском берегу Белого моря является отсутствие морских и переходных фаций осадков. В позднем дриасе котловины изученных водоемов Поморского берега Белого моря были заблокированы мертвым льдом. Расконсервация озер началась только в пребореальное время, тогда они были частью пресноводных (или сильно опресненных) приледниковых бассейнов. К концу пребореала таяние льда и поступление в водоемы ледниковых вод практически прекратилось, уровни их упали. В это время произошла изоляция озер, началось самостоятельное их развитие с накоплением гиттии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колька В.В. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / В.В. Колька, В.Я. Евзеров, Я.И. Мёллер, Д.Д. Корнер. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. – С. 15-25.
2. Колька В.В. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район посёлка Кузема, Северная Карелия) / В.В. Колька, О.П. Корсакова, Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, Х.А. Арсланов // ДАН. – 2012. – Т. 442. – № 2. – С. 263-267.
3. Колька В.В. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (р-он поселка Энгозеро, Северная Карелия) / В.В. Колька, О.П. Корсакова, Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, Х.А. Арсланов // ДАН. – 2013. – Т. 449. – № 5. – С. 587-592.
4. Колька В.В. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) / В.В. Колька, О.П. Корсакова, Т.С. Шелехова, А.Н. Толстоброва // Вестник МГТУ.Т. – 2015. – Т. 18. – № 2. – С. 255-268.
5. Колька В.В. Стратиграфия донных осадков малых озер и палеогеография западного берега Онежского залива Белого моря в позднеледниковье и голоцене / В.В. Колька, О.П. Корсакова, Н.Б. Лаврова, Т.С. Шелехова, А.Н. Толстоброва, Д.С. Толстобров, Н. Е. Зарецкая // Геоморфология. – 2018. – № 2. – С. 48-59.
6. Шелехова Т.С. Новые данные о миграции береговой линии Белого моря / Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. Серия: естественные и технические науки. – 2011. – № 2(115). – С. 24-32.
7. Donner J. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway / J. Donner, M. Eronen, H. Jungner // Norsk Geografisk Tidsskrift. – 1977. – V. 31. – P. 103-128.

МИКРОСТРУКТУРА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЗУБНОЙ ТКАНИ ПЕРМСКИХ ТЕТРАПОД: ПАРЕЙАЗАВРА И СУМИНИИ (КОТЕЛЬНИЧСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ, КИРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)

О.П. Шиловский^{1, 2}, Д.В. Киселева³

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Музей естественной истории Татарстана, Казань, Россия

³ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Костные и зубные ткани ископаемых организмов обладают развитой, иерархической структурой, сложным фазовым и химическим составом, для которых необходимо применение комплексного аналитического подхода, позволяющего получать информацию во всех диапазонах – от атомного до макроскопического, а в случае ископаемых остатков, еще и их взаимодействие с вмещающими породами [1, 2]. Такие исследования требуют проведения качественного и количественного анализа цифровых данных, полученных с применением различных локальных методов изучения вещества. Два наиболее массовых и часто встречаемых представителей ископаемой фауны Котельничского местонахождения парейазавров – парейазавр *Deltavjatia vjatkensis* (40% в суммарном соотношении ориктоценоза) из отряда проколофоморфы (*Procolophonomorpha*) и аномодонт *Suminia getmanovi* (25%) из отряда терапсиды (*Therapsida*).

Целью данной работы была оценка степени сохранности структур зубной ткани парейазавра и суминии на микроскопическом уровне, с использованием сканирующего электронного микроскопа СЭМ Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС-приставкой Oxford instruments Inca X-Max.

На СЭМ-изображениях отлично видны дентинные каналцы (трубочки), с хорошо различимыми волокнистыми образованиями, которые могут представлять собой псевдоморфозы сохранившихся фибрилл коллагеновых волокон, связывающих отростки одонтобластов со стенками дентиновых трубочек. Их размеры (толщина порядка 0.2 мкм) совпадает с размерами коллагеновых фибрилл, обнаруженных в костной ткани ихтиозавра [3]. По данным ЭДС, в состав всех ископаемых зубных тканей входят кальций, фосфор и фтор, что может свидетельствовать о том, что гидроксиапатит зубной ткани был преобразован во фторапатит за время фоссилизации. При этом в одном из приповерхностных исследованных фрагментов зуба парейазавра зафиксированы достаточно большие содержания церия и урана, что может говорить о поступлении РЗЭ и урана в зубную ткань в результате диагенетических преобразований. По данным ЭДС, поверхностные слои эмали зуба суминии содержат элементы Na, Mg, Al, Si, K и Fe, соответствующие вмещающей породе - глинистым минералам. В дентине этих примесей практически не обнаружено. В результате естественного скола была вскрыта пульпарная камера (рис., б); не заполненная вторичной минерализацией, и вполне возможно, что внутреннее строение в ней может быть сохранено в виде псевдоморфоз по клеточным структурам. Внутри камеры на ее стенках были выявлены многочисленные округлые структуры диаметром около 8 мкм, с высоким содержанием железа (38 %), пониженным содержанием кальция (7 %) и присутствием Si, Ti. Размеры отверстий в стенке пульпарной камеры (рис., г) соответствуют размерам дентинных каналцев (0.5-1.5 мкм). Исходя из размеров и элементного состава, данные структуры могут быть интерпретированы как форменные элементы крови. В работе [3] сообщалось об обнаружении красных и белых клеток крови в костной ткани ихтиозавра (~180 млн. лет).

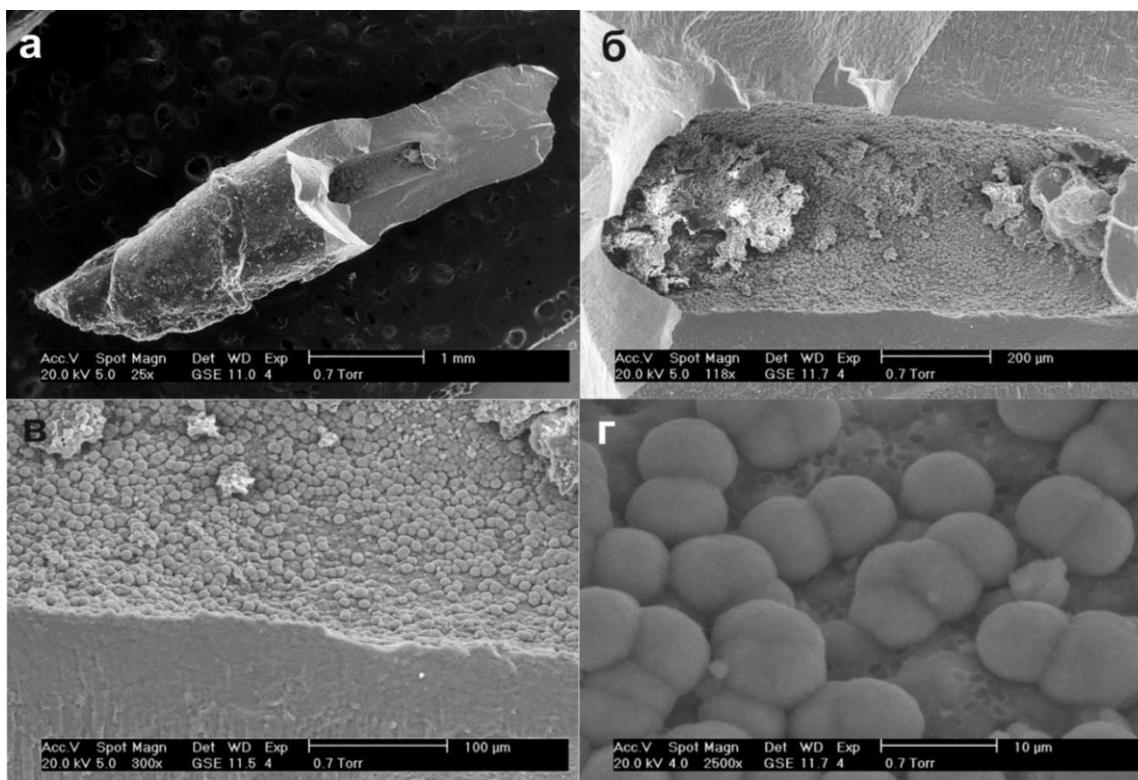


Рисунок. Общий вид зуба суминии (а), сколотый вдоль зуба участок, вскрывающий пульпарную камеру (б), увеличенное изображение стенок пульпарной камеры со сферическими образованиями (в), сферические образования крупным планом (г)

Следует отметить, что, аналогично клеточным структурам, обнаруженным нами ранее в костной ткани парейзавра [1, 2], в пользу их небактериального происхождения говорит тот факт, что эти структуры обнаружены в дентине на внутренней стенке полости пульпарного канала, в месте нахождения кровеносных и лимфатических сосудов. При бактериальной колонизации эти структуры не были бы так четко локализованы, а обнаруживались бы повсеместно, включая различные части зубной ткани, чего в нашем случае не было обнаружено. Кроме того, бактерии коккоидной формы обычно имеют меньшие размеры (0.5–2 мкм) [3], чем идентифицированные нами клеточные структуры (~8 мкм). Микроскопические исследования структуры ископаемых зубных тканей пермских тетрапод показали их высокую степень сохранности. Состав зубных тканей соответствует фторапатиту. В дентинных трубочках обнаружены псевдоморфозы сохранившихся фибрилл коллагеновых волокон. Во вскрытой пульпарной полости обнаружены сферические структуры, которые могут быть интерпретированы как форменные элементы крови.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шиловский О.П. Ископаемые клеточные структуры костной ткани ребра парейзавра / О.П. Шиловский, Д.В. Киселева // Металлогения древних и современных океанов. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. – С. 241-245.
2. Kiseleva D. Composition and structural features of two Permian parareptile (*Deltavjatia vjatkensis*, Kotelnich Site, Russia) bone fragments and their alteration during fossilisation / D. Kiseleva, O. Shilovsky, E. Shagalov, A. Ryanskaya, M. Chervyakovskaya, E. Pankrushina, N. Cherednichenkova // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2019. – V. 526. – P. 28-42.
3. Plet C. Palaeobiology of red and white blood cell-like structures, collagen and cholesterol in an ichthyosaur bone / C. Plet, K. Grice, A. Pagès, M. Verrall, M.J.L. Coolen, W. Ruebsam, W.D.A. Rickard, L. Schwark // *Nature Scientific Reports*. – 2017. – V. 7. – 13776. doi: 10.1038/s41598-017-13873-4

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ШЕЛЬФОВЫХ ЦИКЛОТЕМ ЮРЫ – НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.Б. Шишлов, К.А. Дубкова

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

При изучении керна сотен скважин, вскрывших терригенные отложения юры – нижнего мела Западной Сибири, установлены тысячи трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев мощностью до 15 м. Генетическая интерпретация комплексов их признаков и анализ особенностей их структуры позволяет утверждать, что в пределах шельфа мезозойского эпиконтинентального бассейна с гумидным типом седиментогенеза формировались циклотемы 5 основных генетических типов, каждый из которых характеризует особая идеальная слоевая последовательность, сформировавшаяся за счет миграции специфического латерального ряда обстановок осадконакопления при подъеме и падении уровня моря.

1. Циклотемы глубоководного шельфа образуются ниже базы волнений, где основным способом осадконакопления является осаждение частиц из взвеси в условиях нормальной солености и слабой аэрации придонных вод [7]. В начале трансгрессии вблизи базы волнений из насыщенных взвесей, образующихся во время штормов на мелководье, формировался слой дистальных темпеститов, тонких градационных чередований глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Количество и толщина песчаных слойков уменьшаются кверху, что является признаком увеличения глубины бассейна. Выше залегают глинистые алевролиты с гранулометрическим минимумом в средней части, которые маркируют максимум трансгрессии. При падении уровня моря происходило накопление слоя градационного чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников, с общим гранулометрическим максимумом у кровли.

2. Циклотемы удаленных от берега песчаных отмелей в нижней части образованы слоями песчаников тонкозернистых, с волнистой и косой разнонаправленной слойчатостью, которые формировались под действием волнений и течений при перемещении подводных валов. Их разделяют отложения межваловых депрессий, которые представлены тонкими слоями линзовидно-полосчатого чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Здесь часто проявлены текстуры биотурбации, иногда присутствуют остатки морской фауны. Выше залегает слой линзовидно-полосчатого чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников, образовавшийся между базами штормовых и нормальных волнений в зоне «лоскутных песков». Количество и толщина песчаных слойков уменьшаются от подошвы к кровле, что связано с развитием трансгрессии. В средней части представлена редуцированная последовательность слоев, описанная для циклотем 1 типа, которая маркирует трансгрессивный максимум. Ее сменяет слой линзовидно-полосчатого чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. На развитие регрессии указывает увеличение кверху количества и толщины песчаных слойков. Верхняя часть циклотемы сложена слоями песчаников мелкозернистых, разделенных прослоями линзовидно-полосчатого чередования алевролитов и песчаников. Это отложения песчаной отмели на регрессивной фазе седиментации. От пород нижней части циклотемы их отличает присутствие многочисленных углефицированных фрагментов растений. Такие циклотемы замещаются по латерали и соседствуют в разрезах с циклотемами 1 типа.

3. Циклотемы фронтальной части барового поля по слоевой структуре близки циклотемам 2 типа и могут быть надежно идентифицированы, если соседствуют в разрезах с циклотемами лагун. К центру бассейна их замещают отложения глубоководного шельфа (циклотемы 1 типа).

4. Циклотемы лагун впервые описаны А.В. Македоновым [3]. Модель их формирования разработана Г.А. Ивановым [2]. Во время трансгрессии образовавшиеся ранее прибрежные торфяники последовательно перекрывались пелитовыми осадками малоподвижного мелководья лагуны (слой глинистых алевролитов, у основания углистых, с многочисленными фрагментами растений и общим увеличением размеров частиц от подошвы к кровле), псаммит-алевритовыми отложениями подвижного мелководья лагуны (слой неотчетливого волнистого чередования глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников). Трансгрессивный максимум маркируют отложения тыловой части бара (слой песчаников мелкозернистых с максимумом размера зерен в средней части, косой разнонаправленной и волнистой слойчатостью, углефицированным растительным детритом). Регрессивную последовательность образуют слои подвижного (неотчетливое волнистое чередование глинистых алевролитов и тонкозернистых песчаников) и малоподвижного (глинистые алевролиты с углефицированными остатками корневых систем и общим уменьшением размеров частиц от подошвы к кровле) мелководья лагуны. Разрез венчает слой угля – результат захоронения прибрежных торфяников. Циклотемы лагун обычно замещаются по латерали и соседствуют в разрезах с циклотемами 3 типа.

5. Циклотемы дельты возникают в зоне взаимодействия флювиального потока с водами приемного бассейна (открытое море или лагуна). Их слоевую структуру определяют миграция дельтовых протоков при образовании энергетически выгодных путей стока, переработка поступающего материала волнениями и погружение дельтовых лопастей при уплотнении образующих их осадков. Особенности их строения и процессы формирования подробно изложены в многочисленных публикациях [1, 4-7].

Идеальные трансгрессивно-регрессивные слоевые последовательности и седиментологические модели формирования перечисленных генетических типов шельфовых циклотем являются надежным инструментом для интерпретации результатов описания керна, детальной корреляции разрезов и прогноза строения терригенных резервуаров углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дельты – модели для изучения / под ред. М. Бруссарда. Пер. с англ. – М.: Недра, 1979. – 323 с.
2. Иванов Г.А. Угленосные формации / Г.А. Иванов. – Л.: Наука, 1967. – 408 с.
3. Македонов А.В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций / А.В. Македонов // Угленосные формации некоторых регионов СССР. – М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1961. – С. 147-186.
4. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т. / под ред. Х. Рединга. Пер. с англ. – М.: Мир, 1990. – Т. 1 – 352 с.; Т. 2 – 384 с.
5. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. Пер. с англ / Ф.Дж. Петтиджон. – М.: Недра, 1981. – 751 с.
6. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. Пер. с англ / Р.Ч. Селли. – М.: Недра, 1989. – 294 с.
7. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций / С.Б. Шишлов. – СПб.: Изд-во «ЛЕМА», 2010. – 276 с.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕКАТИЙСКОГО РИФОВОГО МАССИВА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л.А. Шмелёва

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН им. академика Н.П. Юшкина, Сыктывкар, Россия

Основными каркасостроителями среднекатийского рифа Большая Косью Северного Урала являются табуляты и губки, представленные строматопороидеями и сфинктозоа. Наличие последних довольно необычно для рифов этого периода времени, поэтому возникают вопросы о механизмах его формирования.

На севере Урала в палеозое рифообразование было инициировано раскрытием Палеоуральского океана на границе кембрия и ордовика [1]. Согласно имеющимся палеореконструкциям эта территория в течение позднего ордовика-раннего девона располагалась в пределах северных приэкваториальных широт [1]. К началу среднего катия здесь оформился типичный карбонатный шельф с пологим наклоном на восток, где в условиях мелководья с преобладанием подвижной гидродинамики накапливались биокластовые пакстоуны (*стадия стабилизации*). Карбонатный осадок вырабатывался в основном криноидеями, среди которых были определены *Apertocrinus* cf. *apertus* (Yelt. et Stuk.), *Bystrowicrinus* cf. *bilobatus* (Yelt. et Stuk.). Высокая карбонатная продуктивность иглокожих наряду с присутствием цианобактериальных сообществ *Girvanella* ex. gr. *problematica* Nich. et Ether., *Renalcis* sp., *Botominella* ex. gr. *problematica* (Nich. et Ether.), *Proaulopora* ex. gr. *glabra* Krasnop и водорослей *Vermiporella* sp., позволяла легко консолидировать в плотную массу подвижный карбонатный осадок, изначально непригодный для заселения его прикрепленными бентосными организмами, в том числе сфинктозоа, которые могли жить только на твердом субстрате из скелетных остатков отмерших организмов при непосредственном участии микроорганизмов-цементаторов. Имеющиеся небольшие линзы и скопления табулят, ругоз и брахиопод указывают здесь лишь на возможные условия для формирования органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате. Первыми способными формировать каркасную структуру рифостроителями были строматопороидеи *Clathrodictyon mammilatum* (Schmidt), *Cystostroma* sp., разрозненные колонии ругоз *Palaeophyllum* ex. gr. *tubuliferum* Reiman, куполовидные и пластинчатые колонии табулят *Stelliporella* sp., *Plasmoporella* cf. *angusta* Yanet., *Propora* sp., *Protaraea* aff. *ungerni* (Eichw). Вместе с зелеными водорослями *Vermiporella* sp. и красными *Kozhymella dembowskii* Sh., цианобактериями *Girvanella* ex. gr. *problematica* Nich. et Ether., *Renalcis* ex. gr. *granosus* Vologd., *Renalcis* sp., сфинктозойными губками *Corymbospongia* sp., *Amblysiphonelloides reticulate* Rigby & Potter и гидроидами *Fistulella* sp. они формировали каркасную структуру биогермных построек (*стадия колонизации*). Межкаркасные полости заполнялись биокластовыми пакстоунами и литокластовыми рудстоунами. Обломочный рифовый материал продуцировали волновая деятельность и разнообразные беспозвоночные: мшанки, губки, иглокожие, а также обильные цианобактерии и зеленые водоросли. Последние указывают на очень мелкую среду в приливно-отливной зоне. Небольшие мощности органогенных построек свидетельствуют об их относительно невысоком рельефе. Таким образом, на первоначальном этапе вертикальный рост рифа ограничивался уровнем моря (и его колебаниями), что приводило к ограничению пространства и низкому разнообразию организмов-каркасостроителей. Смена пионерного сообщества таксономически более разнообразным характеризует *стадию диверсификации* рифового сообщества. Строматопороидеи *Clathrodictyon mammilatum* (Schmidt), *Cystostroma* sp., *Ecclimadictyon* cf. *koigiense* (Nestor),

Ecclimadictyon fastigiatum (Nicholson), разнообразные табуляты, среди которых преобладают представители подотряда Heliolitina – *Stelliporella* sp., *Plasmoporella* cf. *angusta* Yanet., *P. aff. chamomilla* Bond., *P. convexotabulata* Kiaer, *Propora* sp., *Protaraea* aff. *ungerni* (Eichw), цианобактерии *Girvanella* ex. gr. *problematica* Nich. et Ether., *Renalcis* ex. gr. *granosus* Vologd., *Renalcis* sp., и зеленые водоросли строили массивные биогермные тела высотой до 10 м. В них в большом количестве поселялись губки *Corymbospongia* sp., *Amblysiphonella reticulata* Rigby et Potter и соленопоры, одиночные и колониальные ругозы *Palaeophyllum* ex. gr. *tubuliferum* Reiman, *P. cf. tubuliferum* Reiman, *Neopaleophyllum soshkinae columellaris* Shurygina, *Crassilasma* ex. gr. *simplex* Ivanovsky, *Grewingia* cf. *bilateralis* Neuman, *Streptelasma* sp. indet. cf. *primum* Wdkd., табуляты *Catenipora* cf. *oblique* (Fisch.-Benz.), *Palaeohalysites* sp., а также мшанки, иглокожие, красные водоросли *Kozhymella dembowskii* Sh., реже гидроиды *Fistulella* sp. в ассоциации с цианобактериями *Ikella* sp. Здесь преобладают фреймстоуны, биокластовые пакстоуны и литокластовые рудстоуны, которые отвечают условиям сложнодифференцированной рифовой отмели, формировавшейся на окраине мелководной карбонатной платформы-рампа. Широкое разнообразие микрофаций наряду с наибольшим разнообразием организмов-каркасостроителей и самыми мощными органогенными постройками (до 10 м) свидетельствуют о благоприятных для развития рифовых сообществ условиях осадконакопления – постепенном повышении уровня моря, которое способствовало расширению экологических ниш. Увеличение в разрезе количества биокластовых пакстоунов и литокластовых рудстоунов, которые наряду с линзовидной формой и небольшой мощностью (менее 3 м) органогенных построек, свидетельствуют о снижении темпов повышения уровня моря, достижении его рифом и формировании отложений в более мелководных обстановках. Биогермы строились преимущественно пластинчатыми колониями табулятоморфных кораллов, среди которых удалось определить только *Propora* sp., сфинктозоа *Corymbospongia* sp. в ассоциации с цианобактериями *Renalcis* и зелеными водорослями *Vermiporella* sp. (стадия климакса). Наличие последних также указывает на обстановки неглубокого теплого морского бассейна как правило глубиной менее 20 метров [2]. При отсутствии внешних неблагоприятных факторов экосистема на этой стадии развития могла находиться достаточно долго. Биолитокластовые грейнстоуны с вадозным цементом в кровле рифа характеризуют субаэральную обстановку [2] и фиксируют начало регрессии, которая, вероятно, стала причиной прекращения развития рифа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.В. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.В. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М.: Наука, 1990. – 327 с.
2. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application / E. Flügel. – Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2004. – 976 p.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕВОЛЖСКИЕ РЕГРЕССИВНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Е.В. Щепетова¹, М.А. Рогов¹, Д.Н. Киселев², В.В. Чуркина^{1,3}, И.С. Ухов⁴, А.Н. Хахина^{1,3}

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Ярославский государственный педагогический университет, Ярославль, Россия

³Московский государственный университет, геологический факультет, Москва, Россия

⁴Акционерное общество научно-производственный центр «Недра», Ярославль, Россия

Верхнеюрские отложения Русской плиты (РП) накапливались в обширном эпиконтинентальном морском бассейне, возникновение которого было связано с серией среднеюрских трансгрессий. Трансгрессивное развитие продолжалось вплоть до волжского времени, осложняясь относительно кратковременными регрессивными импульсами небольшой амплитуды, в течение которых фациальная структура водоема существенно не менялась, и в центральной его части стабильно накапливались глинистые осадки. Однако примерно со второй половины волжского века проявилась устойчивая тенденция к обмелению этого водоема, возникла дифференциация морских обстановок, и в пределах большей части бассейна стали накапливаться в основном песчаные осадки, ранее для него не характерные.

В 2016-2018 гг. нами проведено биостратиграфическое и седиментологическое изучение средне-верхневолжских и рязанских отложений в известных классических и в новых, недавно установленных разрезах центральной части РП (Рыбинском районе Ярославской обл., в г. Москве и Московской обл., в Ульяновской и Самарской обл.) а также в керне скважин, полученном при инженерном бурении в г. Москве (разрез Воробьевы Горы). Для корреляции разрезов и выявленных в них трендов эволюции обстановки осадконакопления, использовалась схема расчленения волжских отложений по аммонитам, значительно усовершенствованная в последние годы. В результате исследований установлено три типа осадочных последовательностей, соответствующих разным фациальным поясам мелеющего морского бассейна.

В Рыбинском районе средне-верхневолжские осадки (около 30-40 м) накапливались в мелководных морских обстановках, подвергавшихся воздействию штормовых и обычных волн. Изученный интервал представлен последовательностью песчаных тел, разделенных поверхностями несогласия, которые маркированы фосфоритовыми конгломератами и системами вертикальных нор ихнофаии *Skolithos* (*Ophiomorpha*, *Rosselia*, *Neoeione*). Размерность песчаного материала заметно грубеет (от мелко-среднезернистой до средне-крупнозернистой) при движении вверх по разрезу изученного стратиграфического интервала, одновременно в песках и песчаниках происходят изменения текстуры, свидетельствующие о возрастании волновой активности и смещении морских обстановок из дальней зоны побережья в предфронтальную зону пляжа. Выше по разрезу эти отложения сменяются крупнозернистыми гравелистыми песчаниками (предположительно, рязанского возраста), с отчетливо выраженными текстурами волновой ряби и желобообразной кривой слоистости, указывающими на отложение в более близкой к берегу зоне действия волн и вдольбереговых течений.

В Московском регионе синхронные отложения сложены заметно более тонкозернистым, и в значительной степени глинистым песчаным материалом, что свидетельствует о менее активном гидродинамическом режиме обстановки седиментации. Первоначально она располагалась, вероятно, в дальней зоне побережья, которая подвергалась ослабленной штормовой активности. Однако при прогрессирующем обмелении водоема, эта зона постепенно смещалась в сторону берега и достигла базиса действия обычных волн. Изученная средне-

верхневолжская осадочная последовательность (20-40 м) образована переслаиванием мелкозернистых песчаников с темно-серыми слюдистыми и зелеными глауконитсодержащими алевроитовыми глинами. Глобулярный глауконит, остатки карбонатных раковин моллюсков и переотложенные фосфориты обильны в ее нижней части. Верхняя часть последовательности относительно более мощная практически не содержит автохтонных бассейновых компонентов (в т.ч. раковин аммонитов) и отражает усиление привноса терригенного материала, ослабленную биотурбацию и сохранность седиментогенной текстуры мелкой волновой ряби. Таким образом, верхняя часть последовательности демонстрирует сходную с установленной в Рыбинском районе тенденцию проградации суши в сторону моря и быстрого заполнения бассейна терригенным материалом.

В Ульяновско-Сызранском регионе синхронная осадочная последовательность существенно редуцирована по мощности (до 5-6 м) вследствие эффектов старвации и дефицита аккомодационного пространства. Отложения образованы мелкозернистым песчаным, в меньшей степени – алевроитовым и глинистым материалом, с высокой долей автохтонных бассейновых компонентов (глауконит, фосфориты, карбонатные раковины моллюсков и биогенный карбонатный детрит). Малые мощности (до первых дм) и многочисленные горизонты конденсации переотложенных грубых компонентов осадка: фосфоритов, ростров белемнитов, раковин моллюсков типичны для нижней части этой последовательности. В верхней ее половине обильны спиккулы кремневых губок, бентосные фораминиферы и раковины моллюсков; часто встречаются in-situ фосфатные стяжения, развитые по ходам и норам зарывающихся организмов, а также переотложенные фосфориты в виде скоплений мелких желвачков. Обстановки осадконакопления в этой части палеобассейна, вероятно, были значительно удалены от берега и соответствовали зоне моря с небольшими глубинами, существовавшей вокруг островов и подводных отмелей; где господствовали спокойные гидродинамические условия с низким притоком терригенного материала.

Актуальность проведенных исследований тесно связана с глобальной проблемой определения и корреляции положения границы юрской и меловой систем в морских разрезах разных регионов мира по биостратиграфическим данным, которая возникла вследствие провинциализма фауны основных ортостратиграфических групп и привела к необходимости поиска альтернативных методов датирования, в том числе, магнито- и секвентно-стратиграфических. Для их успешного использования необходимы детальные представления об эволюции обстановок осадконакопления и основных тенденциях развития морских бассейнов на этом временном рубеже.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0070; полевые исследования – при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00716).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В СИДЕРИТОВЫХ КОНКРЕЦИЯХ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

А.Р. Юсупов, В.И. Черкашин, М.Ш. Абдуллаев

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, Россия

Сидеритовые руды широко распространены на всей территории России, в том числе и на Восточном Кавказе, в частности и в Дагестане, однако из-за низкого содержания железа в руде и прочих неблагоприятных условий они плохо изучены у нас и не вовлечены в процесс добычи. Работами последних лет на основе исследований условий залегания и химико-минералогического состава сферосидеритовых руд, а также метода фациально-геохимического анализа получен ценный материал, позволивший более детально рассмотреть теорию осадочного рудообразования, а также стадию осадочного породообразования – диагенеза.

Сидеритовые залежи Дагестана по географическому расположению, стратиграфическому уровню и сходимости геологических условий залегания рудных тел сведены в три группы: Южнодагестанская, Центральнаядагестанская и Северодагестанская (Ч.М. Халифа-Заде. 1963). В геологическом строении этих районов принимают участие песчано-глинистые и глинистые отложения байосского яруса и верхнего аалена.

Сидериты имеют следующий минералогический состав: гидрослюда 15-40%, сидерит 10-55%, доломит 0-15%, анкерит 10-80%, кальцит 10-80%.

Нами были отобраны 23 пробы сферосидеритов и около 40 проб вмещающих глинистых пород в мезозойско-кайнозойских осадочных образованиях Дагестана. Все пробы были проанализированы атомно-абсорбционным методом на содержание золота платины, палладия и ряда других элементов. Содержания золота в пробах майкопского возраста составляют: в сидеритах – 0,2-1,7 г/т, вмещающих глинах – 0,2-2,3 г/т; платины в сидеритах – 0,1-0,6 г/т, во вмещающих глинах 0,2-1,9 г/т.

В образованиях байоса соответственно: в сидеритах 0,3-2,0 г/т золота и 0,2-1,2 г/т платины, во вмещающих глинистых породах 0,1-0,7 г/т золота и 0,1-0,3 г/т платины.

В отложениях верхнего аалена эти содержания составляют: в сидеритах 0,5-3,9 г/т золота и 0,3-1,3 г/т платины, во вмещающих аргиллитах 0,2-0,4 г/т золота и 0,1-0,3 г/т платины.

В осадочных образованиях нижнего аалена: сидериты 0,7-3,5 г/т золота и 0,3-1,5 г/т платины, аргиллиты 0,1-0,3 г/т золота и 0,1-0,3 г/т платины.

Исходя из данных анализов видно, что содержания благородных элементов выше в более древних породах. Притом чем древнее породы тем больше разница содержания этих компонентов в сидеритах и вмещающих их глинистых отложениях. В более молодых майкопских породах содержания золота и платины почти не отличаются в сидеритах и вмещающих их глинах, тогда как в ааленских отложениях содержания золота и платины в сидеритах на порядок выше чем во вмещающих аргиллитах. Этот факт говорит о том, что эти компоненты накапливались в сидеритах на стадии диагенеза, после формирования этих конкреций. Кроме благородных металлов в конкрециях накапливались также магний, медь, никель, олово, хром и марганец, в тоже время выносились такие элементы, как свинец, цинк, кобальт и мышьяк.

В стадии диагенеза основную роль для накопления и выноса определенных элементов в минералах играют инфильтрационно-диффузионные процессы метасоматоза (О.В.Япаскурт 2008). Золото из растворов осаждается под действием

восстановителей, которыми являются прежде всего сульфиды и карбонаты (Г.В. Фосс. 1966).

Таким образом, сидеритовые руды Дагестана, при их прогнозных запасах в 4 млрд. тонн играют важную роль для их комплексного изучения и дальнейшей постановки поисково-разведочных работ.

ИЗОТОПИЯ КАРБОНАТОВ ВЕРХНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Е.В. Яковишина, Д.А. Бежикина, С.И. Бордунов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,
Москва, Россия

Климатические флуктуации прошлого актуальны для познания их изменений в современное время. В последнее время большое значение придается изучению изменения температуры воды в прошлом, поскольку даже на несколько градусов может иметь необратимые последствия для окружающей среды. Авторами изучен разрез верхнемеловых отложений по р. Абин Абино-Гунайской складчато-аллохтонной зоны Северо-Западного погружения Большого Кавказа.

Разрез представлен флишоидной толщей ритмичного переслаивания терригенно-карбонатных пород. Элементы ритма представлены известняками 10-20 см, мергелями 5-30 см, алевролитами, песчаниками 2-25 см. Отложения относятся к натухайской свите верхнего мела и имеют турон-коньякский возраст (K_{2nt}).

Проведено изучение 22 образцов пород в шлифах, определение микрофауны и изотопный анализ пород по разрезу. В шлифах установлено, что карбонатные породы являются мадстоунами по модифицированной классификации Р. Данема [1]. Известняки представляют собой глинистые известняки, в основном, вакстоуны-мадстоуны с обломками и цельными раковинами фораминифер (0.02-0.1 мм), замещенные кристаллическим кальцитом. Матрикс представлен микритовым кальцитом, есть включения алевроитовой размерности кварца, глауконита, мусковита, плагиоклазов. Отложения сильно биотурбированы.

Песчаники и алевролиты имеют карбонатный цемент, содержат до 5% примеси глауконита. Отмечается, что в вверх по разрезу песчаных прослоев становится больше. Песчаники светло-серого цвета, иногда имеют красноватую или зеленоватую окраску на выветрелой поверхности, мелкозернистые, с горизонтальной слоистостью. Зерна представлены кварцем (до 50% от количества зерен), плагиоклазами, мусковитом, в включениях большое количество фораминифер плохой сохранности. Отложения также биотурбированы. В шлифах отмечается большое количество микротрещин, пиритизация по ходам илоедов.

Изотопный анализ дал значения распределения изотопов кислорода O^{18} и углерода C^{13} в породах. По этим данным были построены изотопные кривые (рисунок). Затем был проведен расчет палеотемператур с использованием уравнение Эпштейна [2] с измененными температурными коэффициентами [3]. Таким образом, формула для пересчета:

$$T = 16.9 - 4.38 (\delta) + 0.1 (\delta^2),$$

где T – температура в $^{\circ}C$, δ – измеренные значения образцов в ‰.

На основе кривой распределения (рисунок) значения палеотемператур в разрезе верхнего мела р. Абин варьируют от $21.11^{\circ}C$ до $37.7^{\circ}C$. Среднее значение $27.5^{\circ}C$.

Распределение изотопов кислорода в породах показывает, что содержание δO^{18} уменьшается с увеличением температуры. Это объясняется влиянием температуры на разделение изотопов: чем ниже температура воды, тем интенсивнее проявляется процесс фракционирования изотопов, тем больше тяжёлых изотопов уходит в соединение. Кроме того, наблюдается довольно резкое изменение значений δC^{13} , а их увеличение в разрезе коррелируется с уменьшением палеотемператур. Вероятно, колебания кривой δC^{13} связаны с изменением гидродинамики палеобассейна. Увеличение показателей δC^{13} связаны с повышением биопродуктивности в бассейне седиментации, т.к. в отложениях

отсутствует Mg кальцит. Изотопный состав δC^{13} показывает, что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью.

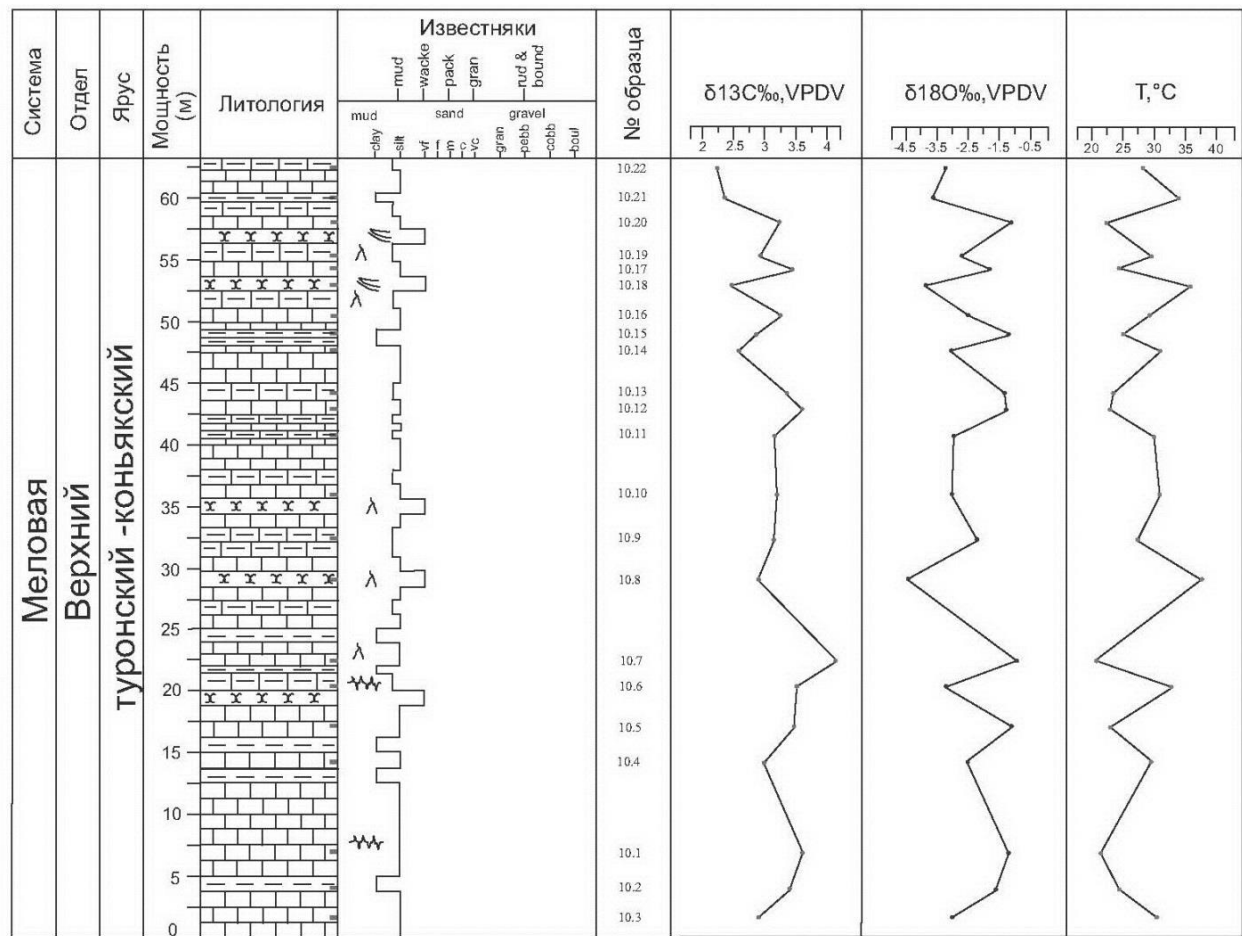


Рисунок. Распределение изотопов кислорода и углерода в разрезе р. Абин

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 18-05-00503; 18-05-00495.

ЛИТЕРАТУРА

1. Embry A.F. A late Devonian reef tract on north - eastern Banks Island, Northwest Territories / A.F. Embry, J.E. Klován // Bulletin of Canadian Petroleum Geology. – 1971. – V. 19. – P. 730–781.
2. Epstein S. Revised carbonate-water isotopic temperature scale / S. Epstein, R. Buchsbaum, H.A. Lowenstam, H.C. Urey // Geological Society of America Bulletin. – 1953. – V. 64. – P. 1315–1326.
3. Kim S.T. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates / S.T. Kim, J. O'Neil // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1997. – V. 61. – No 16. – P. 3461-3475.

ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ: СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Т.А. Янина¹, Ю.П. Безродных², Б.Ф. Романюк², В.М. Сорокин¹, Н.С. Болиховская¹,
А.А. Бердникова¹, Н.Т. Ткач¹

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

²АО «Моринжгеология», Рига, Латвия

Поздний плейстоцен представляет последний климатический макроцикл (от начала последнего межледникового до современного). Его начало ознаменовано межледниковьем (земским, микулинским), соответствующим подстадии МИС 5е (130–115 тыс. л.н.) изотопно-кислородной шкалы, отражающей глобальные изменения климата. Подстадиям МИС 5d–5а отвечает раннеледниковье с похолоданиями (МИС 5d и 5b) и потеплениями (МИС 5с и 5а). Мы считаем период переходным от межледникового к валдайскому (вислинскому) двухстадийному оледенению (МИС 4–2), максимум которого (26–19 тыс. л.н.) отвечал эпохе глобального похолодания МИС 2. Позднеледниковье характеризовалось короткопериодными колебаниями климата: потеплениями бёллинг (14,7–14,0 тыс. л.н.) и аллерёд (13,6–12,9 тыс. л.н.) и сильным похолоданием поздний дриас (12,9–11,7 тыс. л.н.). Эти разномасштабные палеогеографические события макроцикла отражены в строении толщи осадков Северного Каспия.

Работа основана на исследовании сейсмоакустических профилей и керна скважин из Северного Каспия литологическим, фаунистическим, палинологическим, изотопным и радиоуглеродным методами. Датировки получены в лабораториях Московского и Санкт-Петербургского государственных университетов, Санкт-Петербургского педагогического университета и в Институте географии РАН. Калиброванный возраст рассчитан по программе CalPal Кельнского университета [www.calpal.de].

Верхнеплейстоценовая толща осадков Северного Каспия по данным профилирования состоит из сейсмостратиграфических комплексов, разделенных четкими отражающими горизонтами: верхнехазарский, ательский и хвалынский. По характеру внутренней структуры верхнехазарский и хвалынский комплексы разделяются на подкомплексы. Все они хорошо коррелируются на изученных площадях между собой и с разрезами скважин. В основании толщи над четко выраженным регрессивным горизонтом залегает сложно построенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. В керне регрессивный горизонт представлен песчано-глинистыми осадками с признаками преобразования в субаэральной среде. Над ним с размывом залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом, в составе которого *Didacna surachanica* и *D. nalivkini* – характерные виды позднехазарской фауны Каспия. Выше по разрезу она сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины. Осадки содержат раковины позднехазарских кардиид. У кровли обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В палинологическом спектре пыльца древесных пород составляет (%) 1.8; пыльца травянистых растений 85.5; споры 12.7. Комплекс осадков характеризует мелководный и умеренно глубоководный тепловодный трансгрессивный бассейн. Пыльцевой спектр свидетельствует о развитии в Прикаспии травянистых ассоциаций полупустынного типа и почти полном отсутствии лесных сообществ.

Выше залегает толща глины мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. Среди дидакн *D. subcatillus*, *D. cristata*, характерные для гирканского трансгрессивного бассейна. Палиноспектр (пыльца древесных пород – 23%, пыльца травянистых пород – 54%, споры – 23%) указывает на похолодание и увлажнение климата. Фаунистический состав характеризует умеренно тепловодный бассейн; изотопные показатели - обильное поступление пресных вод.

Гирканские отложения перекрываются ательским регрессивным горизонтом, на сейсмоакустических разрезах выраженным врезами. Толща имеет неоднородный литологический состав: чередование суглинков, супесей, глин, содержащих закисное железо (гидротроилит). Омечаются включения растительного детрита, раковины пресноводных и наземных моллюсков. Палинологический анализ свидетельствует о перигляциальных природных условиях. Радиоуглеродные датировки: 41191 ± 750 – 44390 ± 180 кал. лет.

Выше залегает сложно построенная толща хвалынских осадков. В ее основании - слой ракушечно-песчаных отложений до 5.0 м мощностью. В составе фауны *Didacna subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. parallella*. По раковинам моллюсков получены ^{14}C датировки в интервале от 27200 ± 340 до 31600 ± 420 лет, калиброванный возраст от 33860 ± 1490 до 36580 ± 340 лет. Отложения характеризуют мелководный умеренно тепловодный бассейн, начальную стадию хвалынской трансгрессии. Выше залегает 8-10-метровая толща морских глин с прослоями песка, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Глины перекрываются слоем песчаных осадков мощностью до 8 м, свидетельствующих о снижении уровня хвалынского бассейна. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от 21900 ± 320 до 19325 ± 175 л.н. Выше песчаной толщи залегает супесчаный слой мощностью до 2 м, включающий *Didacna protracta*, *D. subcatillus*. Из его основания получена верхняя граничная датировка для предыдущей толщи. Осадки характеризуют кратковременный подъем уровня хвалынского бассейна. Над ним с размывом залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины хвалынских моллюсков. Литологический и фаунистический состав характеризует сравнительно глубоководный бассейн и свидетельствует о трансгрессивной стадии хвалынского моря. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков, залегающих в основании слоя, лежат в интервале от 16650 ± 100 до 16075 ± 120 л. н.

Пачка глин перекрывается слоем преимущественно песчаного состава, включающего мелкие *Didacna parallella*, обломки других хвалынских кардиид. Радиоуглеродная датировка 15710 л. н.

Залегающий выше комплекс осадков характеризуется частым наклонным и хаотичным положением прерывистых отражающих горизонтов. Они представляют собой пачку дельтовых песков, глинистых и алевроитово-глинистых илов, сформированных в мелководных условиях регрессирующего Каспия. Ее мощность изменяется от 1-2 до 10 м. Отложения включают мелкие раковины *Didacna parallella*, *D. praetrigonoides*. Над ним залегает комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии, его ^{14}C даты 9860–6350 лет (голоцен).

Таким образом, в толще верхнеплейстоценовых отложений Северного Каспия зафиксированы трансгрессивно-регрессивные события бассейна, позволяющие довольно полно реконструировать историю развития Каспия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (16-17-10103). Изотопные исследования выполнены по проекту РФФИ (№ 18-05-00684).

МОЛЛЮСКИ РОДА *DIDACNA* – БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТА И КАСПИЯ

Т.А. Янина, А.А. Свиточ

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

Стратиграфическое расчленение неоплейстоцена Понто-Каспия во многом основано на фаунистическом составе отложений. Изучение особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения раковин моллюсков в разрезе неоплейстоцена показало, что малакофауна представляет сложную иерархическую систему фаунистических сообществ разного таксономического состава и ранга: фаун, комплексов, подкомплексов и ассоциаций, выделенных согласно строго определенным критериям и составляющих основу стратификации морского неоплейстоцена. Представители рода *Didacna* Eichw., играющие ключевую роль в стратиграфических и палеогеографических построениях для Каспия, использованы в Черноморском регионе и в Манычской депрессии. Использование видов одного рода для составления трех региональных биостратиграфических схем имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понта и Каспия [1, 2].

Основу неоплейстоценовой малакофауны Каспия составляют моллюски рода *Didacna* (74 вида и подвида). В своем распределении по разрезу дидакны образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую, являющиеся биостратиграфической основой для выделения одноименных горизонтов. В их составе установлены фаунистические комплексы и подкомплексы – биостратиграфическая основа для подгоризонтов и слоев.

Морские неоплейстоценовые отложения Понта содержат раковины моллюсков, представляющие разновозрастные фауны, основу которых составляют моллюски разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной и морской. Выделены фауны: солоноватоводная чаудинская, смешанная солоноватоводно-морская эвксино-узунларская, морская карангатская, солоноватоводно-морская новозэксино-черноморская, отражающие крупные палеогеографические эпохи в развитии Понта и составляющие биостратиграфическую основу для горизонтов региональной стратиграфической схемы. Биостратиграфическая схема неоплейстоцена Понта показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения бассейнов каспийского типа – чаудинского и эвксино-узунларского, охватывающих нижний и средний неоплейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Каспия и Понта. Верхнеоплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не умаляет их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли. Дидакны Понта представлены 32 видами и подвидами черноморского и каспийского происхождения. В составе и распространении каспийских видов дидакн в отложениях Понта выдержана закономерность: отбор северокаспийских форм, способных мигрировать через Манычский пролив, и их приуроченность к районам, подверженным влиянию каспийских вод.

Присутствие каспийских видов дидакн в неоплейстоценовых бассейнах Понта свидетельствует о сбросе в них каспийских вод по Манычскому проливу. Обобщение малакофаунистических материалов из неоплейстоцена Маныча подтверждает этот вывод [1, 2]. В отдельные его периоды каспийские моллюски мигрировали по Манычскому проливу в черноморские бассейны. Согласно имеющимся на сегодняшний день материалам по положению и малакофаунистическому

содержанию отложений Манычской долины, в неоплейстоцене отмечается шесть эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в позднебакинскую эпоху, в среднем – дважды в раннехазарскую эпоху, в позднем неоплейстоцене – в позднехазарскую (гирканскую) и дважды в раннехвалынскую эпохи.

Сравнительный анализ таксономического состава и стратиграфического положения малакофаунистических сообществ неоплейстоцена Каспия, Понта и Маныча позволяет коррелировать содержащиеся их отложения и отраженные в них палеогеографические события. На основании биостратиграфического положения каспийских видов дидакт в неоплейстоцене Маныча и Понта установлена корреляция отложений позднебакинской трансгрессивной стадии Каспия с осадками позднечаудинской трансгрессивной стадией Понта; двух стадий раннехазарской трансгрессии Каспия с отложениями двух эвксино-узунларских бассейнов Понта; осадков гирканского трансгрессивного бассейна Каспия с отложениями карангатской трансгрессии Понта; раннехвалынской трансгрессивной стадии Каспия - с образованиями новоэвксинской трансгрессии Понта. Состав и распространение ископаемых сообществ малакофауны указывает на однонаправленный сток вод и миграцию малакофауны из Каспия в бассейны Понта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-17-10103).

ЛИТЕРАТУРА

1. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития / А.А. Свиточ. – М.: Издательство Московского университета, 2014. – 272 с.
2. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция / Т.А. Янина. – М.: Издательство Московского университета, 2012. – 264 с.

MODERN VERSUS ANCIENT CONTROLS ON SEDIMENTARY SYSTEMS; THE PRESENT IS NOT ALWAYS THE KEY TO THE PAST

Poppe L. de Boer

Utrecht University, Utrecht, The Netherlands

The concept of uniformitarianism dates back to the late 18th century. The idea is that physical and chemical laws have not changed, and that also in the distant geological past sedimentary processes have acted as they do today. However, various types of sedimentary processes and deposits, e.g. large-scale black-shale deposition during the middle Cretaceous, the absence of terrestrial vegetation in the pre-Ordovician, the deposition of up to 4 km thick evaporites in large marine basins, the rise and fall of dinosaurs during the Mesozoic, the abundant presence of quartzites (silicified quartz sandstones) in early Palaeozoic and pre-Cambrian sedimentary deposits and their near-absence in younger sedimentary successions, testify changes in the controls of sedimentary processes in the course of geological time.

The Black Sea is considered one of the end members of marine systems with black shale deposition, the other one being upwelling zones along continental margins [1]. Why is the Black Sea the only example of the “black-sea model” today, and when and where did such situation occur in the past? Why is extensive anoxia, as in the North Atlantic and Tethys Oceans during the middle Cretaceous [2], not encountered in present-day oceans?

Orbital (Milankovitch) forcing, that is forcing of climate and oceanography by varying eccentricity, obliquity and precession, has been active throughout geological history. Orbital cyclicity in marine and terrestrial sediments is reported, however, much more frequently from certain stratigraphical periods (e.g. Cretaceous and Jurassic) than from others. Is this due to variations of the orbital parameters and their influence on climate and oceanography, or are other factors involved? The transfer of orbital signals is generally considered to be mediated by orbitally forced climate (change). In addition, variations in the distance between celestial bodies affect their mutual gravitational attraction which, in turn, should be of influence on the ocean tide [3]. May we expect such tidal effects, in addition to orbital climate signals, to be recorded in sedimentary successions?

Saline Giants, accumulations of evaporite salts of up to several kilometres thick, have been intermittently deposited in sedimentary basins during some few 100,000 years, on average about once every 5 million years [4]. There are no recent examples of such large basins with evaporite salt accumulation. The Miocene Mediterranean example, formed during the Messinian Salinity Crisis, some 5.5 million years ago, is the most recent one. Is the absence of present-day saline giants accidental or are conditions different from the past? Can we expect other saline giants in the future, and where?

The present-day Earth's surface with high mountains (Himalaya, Andes) is not representative for various other parts of the geological record. For example, after the break-up of Pangea major plate collisions were largely absent, with consequences for the continental relief and the character and extent of terrestrial and shallow marine environments [5].

REFERENCE

1. Trabucho-Alexandre J. Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle / J. Trabucho-Alexandre, W.W. Hay, P.L. de Boer // *Solid Earth*. – 2012. – V. 3. – P. 29-42.
2. Trabucho-Alexandre J. The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs / J. Trabucho-Alexandre, E. Tuenter, G.A. Henstra, C.J. van der Zwan, R.S.W. van de Wal, H.A. Dijkstra, P.L. de Boer // *Paleoceanography*. – 2010. – V. 25. – No 4. DOI: 10.1029/2010PA001925
3. de Boer P.L. Orbitally forced sedimentary rhythms in the stratigraphic record: is there room for tidal forcing? / P.L. de Boer, J. Trabucho-Alexandre // *Sedimentology*. – 2012. – V. 59. – P. 379-392.

4. Van den Belt F.J.G. An intra-basinal mechanism for marine-evaporite cyclicity / F.J.G. Van den Belt, P.L. de Boer // J. Geol. Soc. – 2014. – V. 171. – P. 461-464.
5. Hay W.W. Possible solutions to several enigmas of Cretaceous climate / W.W. Hay, R.M. DeConto, P.L. de Boer, S. Flögel, Y. Song, A. Stepashko // International Journal of Earth Sciences. – 2019. – V. 108. – P. 587-620. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1670-2>

OUTCROP THAT CHANGE(S) THE WAY WE PRACTICE PETROLEUM GEOLOGY - MCMURRAY FORMATION TYPE SECTION, ALBERTA, CANADA

M. Fustic

Department of Geoscience, Calgary, AB, Canada

The McMurray Formation Type Section (defined by Carrigy, 1959) is located 3km downstream from the confluence of the Athabasca and Clearwater Rivers and extends 1.6 km along the east bank of the Athabasca River. This outstanding, 60-80 m thick exposure has been described, logged and visited by many geologists.

An ongoing detailed investigation of this outcrop provides direct insight on facies models and petroleum system principles, and in some instances contradicts some commonly held beliefs including:

- oil-water contacts are **NOT** flat
- oil does **NOT** have to migrate upwards
- oil does **NOT** have to reside above the water (vice versa is common !)
- breccia deposits are **NOT** diagnostic channel-lag deposits
- point-bar deposits are **NOT** always fining upwards (can be very muddy at the base !)
- high-energy cross-beds at the channel base may **NOT** be the cleanest part of the reservoir
- chute-channel deposits are **NOT** at the top of point bars

Careful analysis of data in multi-scale and hierarchical geological framework allows for alternative and scientifically sound interpretation of these phenomena. It requires employment of emerging process sedimentology principles and interpretation of oil-water contacts and petroleum charge in reservoir geology context.

Data was acquired through detailed two-dimensional outcrop mapping recorded on high resolution photographs and scaled photo-montages, line-drawing of various geological contacts both on outcrops and images, and detailed (cm-dm) bed-by-bed logging along selected outcrop exposures. Mapping and line drawing were further assisted by the collection of palaeoflow indicators, and characterization including thin section, grain-size and core-plug analysis.

The final data integration and interpretation completed on gigapan images (Fig.) coupled by recent drone images and three-dimensional outcrop visualization using Pix4DMapper (product of Pix4D SA) courtesy of VGeoTours provide unique opportunities to analyze and visualize various features in a virtual field trip style setting. Correlation with logs from thirty boreholes and six cores and from wells located behind the outcrop, further allowed for developing criteria for interpreting log and core features and creation of detailed three-dimensional surface-based model.

Literature reviews prove that the Type Section outcrop serves as a direct analogue for many oil-sands developments including Surmont (Chung et al., 2013), Leismer (Martinius et al., 2017), Long Lake (Fustic et al., 2013), UTF (Strobl, 2013), and many others.

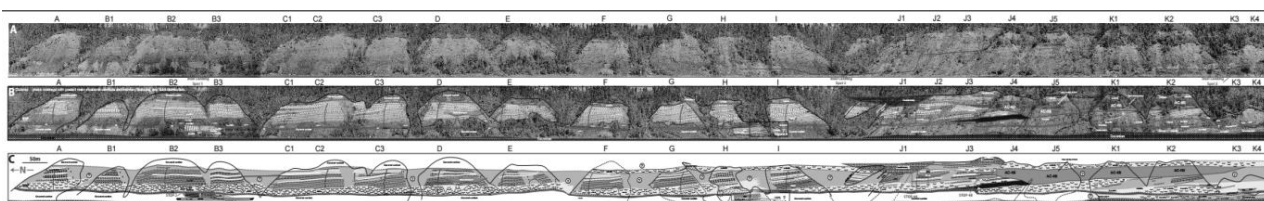


Figure. McMurray Fm. Type Section (A) High resolution panorama (B) and (C) Interpretation of A

The McMurray Formation Type Section is a world class learning lab for fluvio - tidal sedimentology, petroleum systems and reservoir characterization and unparalleled portal for reservoir development risk assessment, well-placement planning and production optimization studies. It deserves more attention than it was given until now.

REFERENCE

1. Chung P., Irvine C.E., Quijada M.F., Sutter J. Integrated approach to identify internal stratigraphic packages of the McMurray oil sand reservoirs in Foster Creek and Christina Lake, Alberta, Canada (abs.) // GeoConvention, Calgary, Alberta, Canada, 2013.
2. Fustic M., Cadiou D., Thurston D., Al-Dliwe A. and Leckie D.A. Reservoir modeling by constraining stochastic simulation to deterministically interpreted three-dimensional geobodies // Case study from Lower Cretaceous McMurray Formation, Long Lake steam-assisted gravity drainage project, Northeast Alberta, Canada, in F. J. Hein, D. Leckie, S. Larter, and J. R. Suter, eds., Heavy oil and oil sand petroleum systems in Alberta and beyond: AAPG Studies in Geology. 2013. – V. 64. – P. 565–604.
3. Fustic M., Strobl R., Fowler M., Jablonski B. and Martinius A.W. Impact of Reservoir Heterogeneity on Oil Migration and the Origin of Enigmatic Oil-Water Contacts: McMurray Formation Type Section, Alberta, Canada // Marine and Petroleum Geology. – 2019. – V. 103. – P. 216-230.
4. Martinius W.A., Fustic M., Garner D.L., Jablonski B.V.J., Strobl R.S., MacEachern J.A., Dashtgard S.E. Reservoir characterization and multiscale heterogeneity modelling of inclined heterolithic strata formed by point bar rotation and relocation (McMurray Formation, Corner, Alberta) // Journal of Marine and Petroleum Geology. – 2017.
5. Strobl R. Integration of steam-assisted gravity drainage fundamentals with reservoir characterization to optimize production, *in* F. J. Hein, D. Leckie, S. Larter, and J. R. Suter, eds. // Heavy-oil and oil-sand petroleum systems in Alberta and beyond: AAPG Studies in Geology. – 2013. – V. 64. – P. 639–653.

METAMORPHIC OVERPRINT AND DOLOMITIZATION OF MESOZOIC CARBONATES (LATEMAR PLATFORM, ITALY)

M. Mueller¹, C. Jacquemyn², S. Riechelmann¹, S. Schurr³, V. Mavromatis^{4,5}, B. Walter⁶,
O.A. Igbokwe¹, A. Immenhauser¹

¹Ruhr-University Bochum, Bochum, Germany

²Imperial College London, London, United Kingdom

³Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Münster, Germany

⁴Graz University of Technology, Graz, Austria

⁵Geosciences Environnement Toulouse, Toulouse, France

⁶Karlsruhe Institute for Technology, Karlsruhe, Germany

Dolomitic rock (dolostone), which is very common in the geological rock record, is extensively studied, but up to now it is highly debated what kind of information is preserved in diagenetic dolomite phases. Combining field and laboratory techniques, we assess the complex diagenetic succession and subsequent contact metamorphic and hydrothermal overprint of Mesozoic carbonates of the Middle Triassic Latemar carbonate platform in Northern Italy. The Latemar is an intriguing natural laboratory as it allows for an in-depth study of increasing degrees, and differential alteration types of directly comparable lithologies. The aim is to better understand post-depositional alteration and metamorphic pathways of early diagenetic and hydrothermal dolostones. A suite of rock samples collected at the platform top, at the slope, and from the contact metamorphic aureole of the Predazzo intrusive complex reflects increasing degrees of diagenetic and metamorphic overprint.

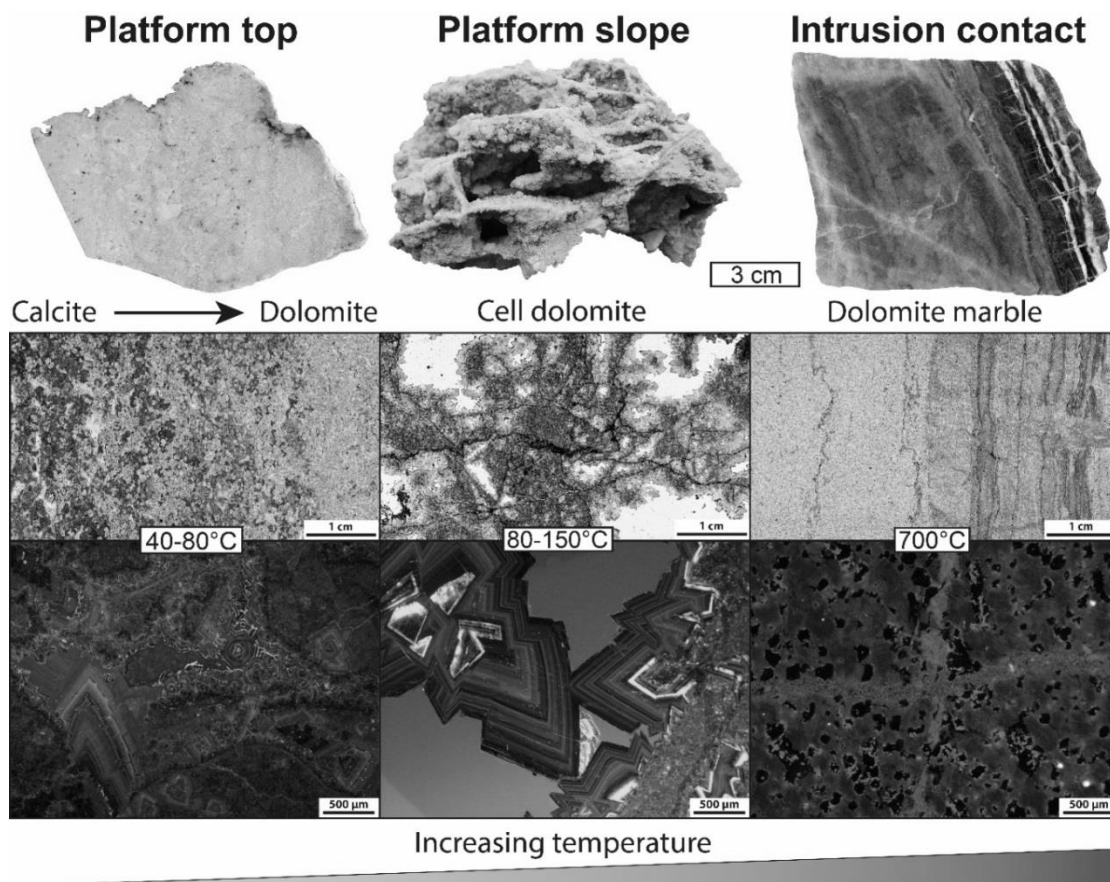


Figure. Increasing degrees of diagenetic and metamorphic overprint from Latemar platform top towards the contact to the Predazzo intrusive complex

Cathodoluminescence microscopy documents a complex suite of paragenetic phases ranging from early to late stage dolomite, marine to meteoric/vadose calcite cements, and brucite as potential product of dedolomitization in the contact aureole. Fluid inclusion analysis in dominantly dolomitic marble and calcite cements from the contact metamorphic setting points to late stage fluid evolution pre or syn Alpine Orogeny. Patterns in oxygen and carbon isotope data disagree with the dominance of hypogenic magmatic fluids, but rather point to a complex combination of stratigraphic (marine/meteoric) drivers for geochemical shifts complemented by a geologically fast contact metamorphic heating event at the base of the Latemar. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicate complex fluid-rock interaction with fluids related to the magmatic intrusion. A pervasive (open system) geochemical overprint is lacking.

MARINE HARDGROUND DEPOSITION IN THE ABU DHABI LAGOON

C. Pederson¹, Yu. Ge¹, S. Lokier², J.Ph. Traas¹, G. Nehrke³, R. Neuser¹, A. Immenhauser¹

¹Institute for Geology, Mineralogy and Geophysics, Ruhr-Universität Bochum, Bochum, Germany

²School of Ocean Sciences, Bangor University, Bangor, United Kingdom

³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Lagoon and intertidal sabkha sediments of Abu Dhabi experience various forms and mechanisms of formation of modern cemented intervals (beachrock, firm- to hardgrounds, concretionary features). Seafloor lithification in the region began during the Middle to Late Holocene, and proceeds to the present-day, and coincides with transgressive and regressive relative sea level changes across the extremely low-angle carbonate ramp, qualifying the intervals as parasequence boundaries. During relative sea level shifts, the intertidal zone (as well as the zone of wave-base – sea-floor interaction) shifts either sea- or landward, and leads to the precipitation of aragonite, (micritic) calcite, and less commonly, gypsum cements. Aragonitic cement morphology ranges from typical needle-shaped forms to more complex lath- and platy crystals previously only superficially described in the literature. A direct relation between morphology, lithification mechanisms, and the degree of environmental restriction is proposed here based on multiple lines of analysis. Many of the observed features are not well-explained by the classical models of hardground formation, and the data documents that the formation of the lithified surfaces may be transitional. Lithification actively occurs in open, current-swept channels, low-lying areas between ooid shoals, in the intertidal zone, within the shallow (few cm's) sediment column of the inner lagoon (i.e. within the sediment column), and in the intertidal sabkha. Lithification features formed within the sediment column may qualify as planar concretionary intervals *sensu lato* rather than as firmgrounds. During hydrodynamic removal of the thin sediment cover, a second hardground stage overprints the initial subsurface features. The dynamic modern lagoonal environments of Abu Dhabi results in constant shifts of the cementation zone both parallel and perpendicular with respect to the coastline. Multi-season fieldwork allows the assessment of spatial and temporal patterns in hardground formation directly in context of their associated environmental conditions.

The combination of fieldwork and laboratory analyses of modern cemented intervals from Abu Dhabi has resulted in the following conclusions: (i) seafloor lithification began in the Mid- to Late Holocene and proceeds to the present-day, with those currently forming acting as parasequence boundaries. (ii) The diversity of lithification in the relatively small study area indicates a need for studies in the modern to understand and interpret early diagenetic lithification in geological time. (iii) The morphology of aragonitic cements (from needle to lath- and platy crystals) are rare in the literature, and likely correlate to lithification mechanisms and degree of environmental restriction.

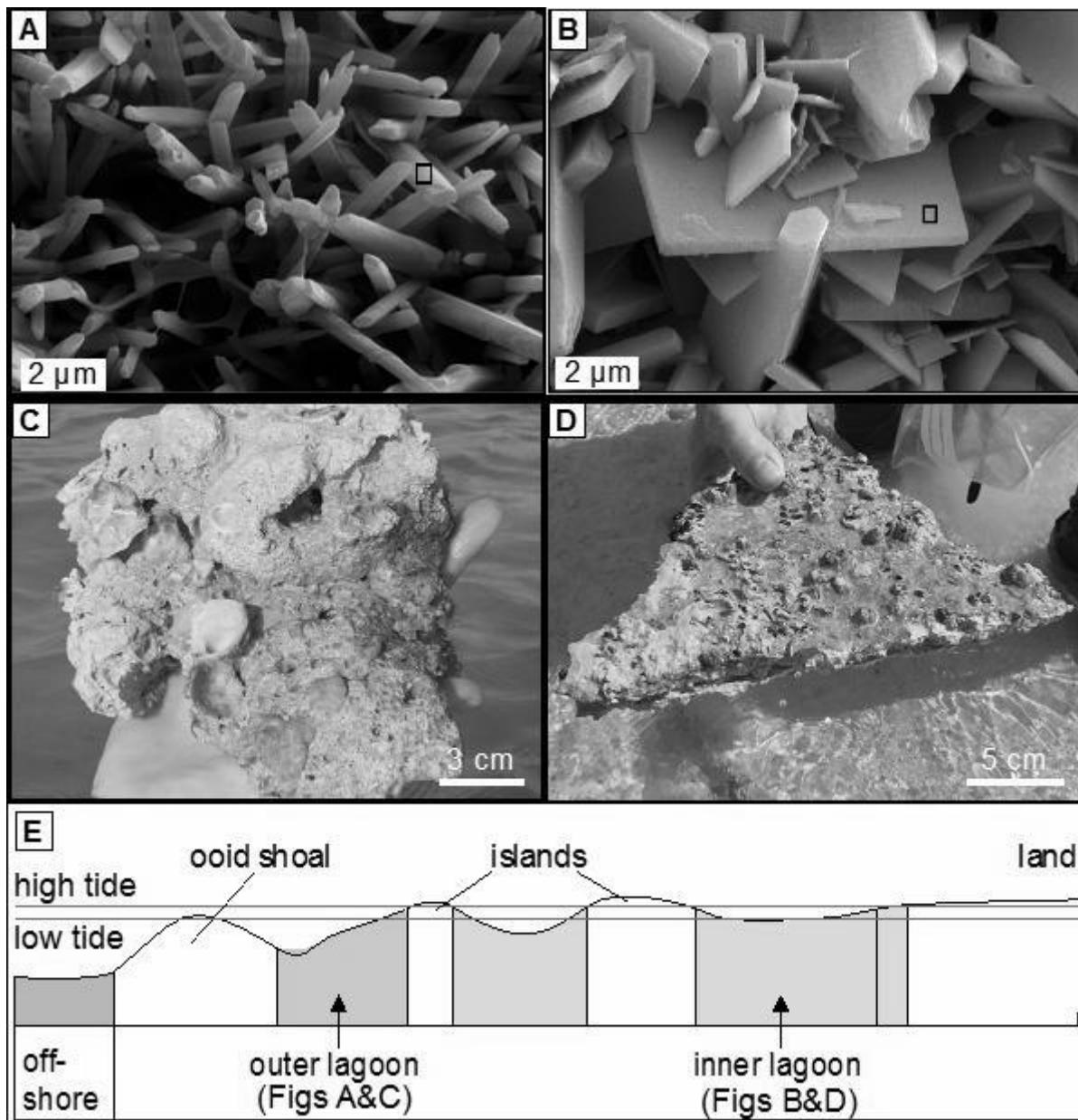


Figure. Cemented intervals with their associated aragonitic cement morphologies and hand samples from the KAS lagoon. (A) Acicular cements in the outer lagoon. (B) Well-defined platy cements in the inner lagoon. (C) Outer KAS lagoon hardground with irregular and nodular surfaces, containing bivalve encrustation and borings. (D) Near-planar hardground encrusted by algae and molluscs from the KAS inner lagoon. (E) Schematic cross section of the Abu Dhabi nearshore area. Further details of each subzone are shown in figures A-D.

APPLICATION OF THE MATHEMATICAL APPARATUS FOR THE GEOECOLOGICAL FORECAST AND MONITORING

A.A. Ponomarev

Orenburg State University, Orenburg, Russia

Intensive oil and gas production in large oil-and-gas areas breaks the natural and geological environment, considerably reconstructs hydrogasdynamic and geodynamic processes in crust at the considerable depths and the areas. High density of hydrocarbons fields and their intensive development caused technogenic changes in the geological environment.

As a result of intensive mining of gas fields and oil in connection with decrease of reservoir pressure in underground waters, the directions and speeds of their driving considerably change. It leads to formation of dangerous geodynamic processes and repeated increase in quantity and intensity of seismic events in areas of hydrocarbons extraction.

Removing large volumes of gaseous and liquid substances during the extraction of hydrocarbons leads to a drop in pressure in the gas-liquid system of the field, which increases the risk of subsidence of the earth's surface and earthquakes.

The most serious environmental and social and economic impacts (as a rule, irreversible) the strong technogenic and induced movements of the earth's surface and earthquakes: damage of infrastructure of oil and gas processing productions which were projected without increase of level of geodynamic and seismic activity on the developed fields of hydrocarbons; destruction of ground communications, which lead to the spill of petroleum products and gas emissions; pollution of a geological section and water sources as a result of destruction of wells; increase in a transmissivity of a part of the geological section located above the tank with the subsequent strengthening of migration processes and an exit of gases in the atmosphere.

The main and most dangerous forms of these consequences are the strong deformations of land constructions, a rupture of communications, demolition of upsetting columns operational wells, rushes of trade pipeline systems, bogging and floodings of the falling sites land surface, regional manifestation of landslide processes [1-6].

There are approaches to calculation the expected deformations of the earth's surface on the developed oil and gas fields founded on data on reservoir pressure in the productive horizons. However, in practice information on reservoir pressure not the complete and often not reliable due to the need of use for measurements of special piestic wells, which network very infrequent even on large-scale deposits. Quite often use working wells for measurements of reservoir pressure that leads to gross errors.

In this regard model operation and the forecast development of a hydrodynamic funnel on the developed fields of hydrocarbons is relevant.

The purpose of this work is projection and implementation of the software for model operation and the forecast development of a hydrodynamic funnel in the operated oil and gas fields.

The automated software for calculation of restoring time of reservoir pressure after the termination of mining of hydrocarbons became result of the carried-out work. After the data is entered and processed by the program, we get a dependency that allows us to calculate the time it takes for the natural pressure in reservoir beds to recover.

Objectives are solved with the help of the schedule as main means of display of dependence of change of pressure eventually. According to injected data the program passes 4 stages: 1) data input; 2) data validation on mistakes; 3) calculation of points for

the schedule with use of formulas; 4) conclusion of the schedule and values of pressure upon the screen.

If necessary this software product can be improved by addition of various elements.

Let's provide the description of result of work of the program. For this purpose numerically function of reservoir pressure in time on a formula is based:

$$h_{2,i} = \frac{h_1^2 - h_{2,i-1}^2}{2L^2}k + \frac{1}{2}q' + h_{2,i-1}, i = 1, 2, \dots,$$

where h_2, i - the size of a pressure of reservoir waters after i – that year of restitution;

h_1 is a pressure of reservoir waters in vivo, m;

h_2 is a pressure of reservoir waters in the technogenic violated conditions, m;

L – radius of a depressionny funnel, m;

k – permeability coefficient, m/year;

q' - change of size of an overflow through breeds of tires, m/year.

So for the Zaykinsky oil field of the Orenburg region at $k = 8.395 \cdot 10^{-4} = 4740 \text{ m}^2/\text{year}$, $L = 5000 \text{ m}$ are received that pressure build-up from 38.5 to 45 MPas will happen approximately for 1000, up to 46 MPas – for 1200.

As decrease of time of calculations at large volumes of geological data it is demanded [7, 8], development of such program is relevant. Changes in geologically the developed continuity of sedimentary rocks at extraction of hydrocarbon raw materials can lead to the seismic events caused by accumulation of elastic deformations above a limit of the characteristic crust of particular types structures.

Thus, this program can be used for monitoring and the forecast of technogenic consequences of development oil and gas fields.

REFERENCE

1. Nesterenko M.Yu. Geoecology of a subsoil of oil-and-gas regions of the Southern Cis-Urals / M.Yu. Nesterenko. – Yekaterinburg: OURO RAHN, 2012. – 135 p.
2. Chugayev R.R. Hydraulics: the textbook for higher education institutions. – 4 prod., additional and reslave / R.R. Chugayev. – L.: Energoizdat. lening. otd-ny, 1982. – 672 p.
3. Shchelkachev V.N. Underground Hydraulics / V.N. Shchelkachev, B.B. Lapuk. – Moscow, 1949. – 525 p.
4. Ponomarev A.A. Projection of a system of calculation of parameters of a hydrodynamic funnel / A.A. Ponomarev // Main issues of the modern science: collection of materials of the international scientific and practical conference (Ufa, on June 14, 2017). – Irkutsk: Scientific partnership «Apex», 2017. – P. 34-36.
5. Ponomarev A.A. Creation of mathematical model of a hydrodynamic funnel of oil and gas fields / A.A. Ponomarev // University complex as regional center of education, science and culture: collection of articles of the international scientific and methodical conference. – Orenburg, 2017. – P.1325-1327.
6. Ponomareva G.A. Geoecological problems of the development of oil and gas fields in the Orenburg region and possible solutions / G.A. Ponomareva, A.A. Ponomarev // University complex as a regional center of education, science and culture: Sat. articles of the All-Russian scientific and methodical conference. – Orenburg, 2019. – P.1215-1218.
7. Ponomareva G.A. Application of methods of mathematical statistics for problems of mine geology / G.A. Ponomareva, A.A. Ponomarev // The XXII All-Russian Scientific Conference «Ural Mineralogical School-2016», dedicated to the 80th anniversary of academician N.P. Yushkina. Sat articles of students, graduate students, researchers of academic institutions and teachers of universities of geological profile. – Yekaterinburg, 2016. – P. 89-93.
8. Ponomareva G.A. Geochemical features of the distribution of palladium in the ore deposits of the Orenburg part of the Southern Urals / G.A. Ponomareva // Proceedings of the All-Russian Conference with international participation «Problems of geology and exploitation of platinum metals deposits (I scientific reading of the memory of Prof. VG Lazarenkova)», May 25, 2016, St. Petersburg, Mining University. – St. Petersburg: Publishing House SPSU, 2016. – P. 75-79.

METALLOGENIC SPECIALIZATION OF OIL AND GAS DEPOSITS OF ORENBURG REGION

G.A. Ponomareva

Orenburg State University, Orenburg, Russia

To date, the need for integrated processing of raw materials extracted from the bowels of the earth is increasing. This also applies to the caustobioliths of the oil series: oil and gas fields, bitumens, asphaltites, etc. Sulfur, copper, vanadium, nickel, mercury and other metals [1-8], and also gold [2] are extracted from oils. Orenburg oil can also be of a certain value in connection with the elevated concentrations of a number of metals, including noble ones established by the author [5-8].

The results of the study of the distribution of ore metals (Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Ti, Mo, Zr, Co, Mn Ag, Au, Pd, Pt, etc.) in oil and gas are given in the author's works [5-8]. The author analyzed oil samples in fields confined to various first-order structures; in addition, the sampling plan took into account the possibility of studying the distribution of metals in the section; therefore, oil analysis from various reservoirs were performed in a number of fields.

The determination of platinum, palladium, gold, silver, cobalt was performed by atomic absorption spectrometry with electrothermal atomizer (spectrometer MGA-915) in the laboratory of physical research methods of the Geology Department of Orenburg State University, using the method of determining noble metals in carbonaceous rocks (RF Patent, Ponomareva G.A., Pankratiev P.V.). The data on the content of noble metals in hydrocarbon deposits of the structural-tectonic zones of the first order of the platform Orenburg region are presented in [6-8]. Platinoids, gold and silver were found in all oil samples, which is explained by the high accuracy and selectivity of atomic absorption, as well as the use of proprietary patented developments that increase the sensitivity of the method and ensure non-repeatable results, which opens the way to their in-depth mathematical processing [6, 8]. The content of other geochemically important elements was also determined in oil: Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Ti, Mo, Zr, Mn, Ba, Bi, Ge, Ga, Sn, Mn, Li, La, Nb, by method emission spectral analysis (STE-1). Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Ti, Mo, Zr were detected, the results of which are given in [5-8], the concentrations of some elements are given in this article for the first time.

The concentration of such a geochemically important element as vanadium in the oils of the Orenburg region is at a level of 0, n up to 100 n g/t. Nickel in the Orenburg oils is contained in smaller quantities than vanadium, and the average value of its contents is about n g/t. Cobalt is contained in insignificant amounts, maximum - 63 mg/t. Copper, titanium, zirconium and molybdenum are also found in all the oil samples studied. Copper concentration varies from 0, n to 10 n g/t, molybdenum is 0, n g/t, titanium in a number of deposits has high concentrations - tens of grams per ton, with an average value of about 80 g/t, zirconium has a relatively uniform distribution and is fixed at the level of the first tens of grams per ton. Chromium, lead, tin, manganese, bismuth, barium, germanium, gallium, lithium, niobium, lanthanum are not installed in all oil samples, possibly due to the relatively low sensitivity of the full spectral analysis. However, metals such as chromium, lead are recorded in most oil and gas fields (on average, n g/t). Tin (n g/t), manganese (10 n g/t), bismuth (n g/t), barium (10 n g/t), germanium (n g/t), gallium (10 n g/t), lithium (10 n g/t), niobium (n g/t), lanthanum (10 n g/t). Earlier, there were already suggestions on the possible use of a complex of data on the concentrations of microcomponents in oil, in particular [5-8]:

- to address the issues of the genesis of noble and other metals in hydrocarbons;

– to study the distribution of metals in the oils of the Devonian and Carboniferous collectors, the distribution of elements in single- and multi-age collectors of deposits of different structural elements of the first order (southern dive of the Buzuluk depression and East-Orenburg arch lift, etc.), etc.;

– to isolate the paragenesis of metals (Ti + V + Zr + Ni), noble (Pt, Pd, Au, Ag) Orenburg oils based on quantitative values and ratios of their concentrations;

– study of the distribution of metals in stratigraphic sections of individual fields showed the possibility of using data on the microcomponent composition for the correlation of layers, etc.

The concentrations of various metals revealed in the course of these studies indicate the rich metallogenic potential of the Orenburg oils. From the above contents of specific metals, it is clear that even in the oil itself, a number of metals demonstrate ore concentrations (copper, vanadium, titanium, zirconium). Considering that oil and oil products have low ash content, when they are burned, the ash will be enriched with metals by an order of magnitude, or even more, that is, the concentration of metals will occur. Also, noble metals will be concentrated in the ashes. And although their content is small, their high cost can be very attractive in an economic sense. Therefore, associated extraction of metals from oil and oil products (not only the Orenburg fields) seems very promising.

A review of existing technologies for the extraction of metals from oil has shown that inexpensive and efficient technologies for the extraction of metals from hydrocarbons have not yet been found. The most promising, according to the author, for modern conditions of Russia, may be a method for extracting metals from products of combustion of oil and oil products. Currently, the author is working on finding ways to extract metals from hydrocarbons, which will bring closer to solving the problem of complex processing of raw materials extracted from the depths.

REFERENCE

1. Ponomareva G.A. Metals in oil deposits of the Orenburg region / G.A. Ponomareva // News of the Ural State Mining University. – 2019. – № 2 (54). – P. 59-64.
2. Marakushev A.A. Paragenesis of ore metals of hydrocarbon specificity / A.A. Marakushev, V.L. Rusinov, I.A. Zotov // Proceedings of universities. Geology and exploration. – 2007. – No 6. – P. 33-40.
3. Punanova S.A. Geochemical features of mature hydrocarbon systems and indicators of their recognitions / S.A. Punanova, T.L. Vinogradova // Geochemistry International. – 2016. – V. 54. – No 9. – P. 852-859.
4. Lazarenkov V.G. Geochemistry of platinum group elements / V.G. Lazarenkov, I.V. Talovina. – SPb.: Galart, 2001. – 266 p.
5. Ponomareva G.A. Metallogenic potential of hydrocarbon raw materials of Orenburg region for solving problems of petroleum geology / G.A. Ponomareva // Genesis, migration and the formation of hydrocarbon deposits in the context of their search, exploration and development: Sat. articles of the All-Russian scientific-practical conference with international participation. – Orenburg, 2018. – P.120-124.
6. Ponomareva G.A. Geochemical features of the distribution of noble metals in oil and gas fields of the Orenburg region / G.A. Ponomareva // Bulletin of Orenburg State University. – 2015. – No 7. – P. 167-172.
7. Ponomareva G.A. Geoecological problems of the development of oil and gas fields in the Orenburg region and possible solutions / G.A. Ponomareva, A.A. Ponomarev // University complex as a regional center of education, science and culture: Sat. articles of the All-Russian scientific and methodical conference. – Orenburg, 2019. – P. 1215-1218.
8. Ponomareva G.A. Regional regularities of distribution of platinoids in the Orenburg part of the Southern Urals: author. dis kand. geol-min Sciences / G.A. Ponomareva. – Ekaterinburg, 2013. – 23 p.

PLATINOIDS OF BLACK-SHALE FORMATIONS OF THE EASTERN ORENBURG REGION

G.A. Ponomareva

Orenburg State University, Orenburg, Russia

Long-term studies of regional distribution regularities of platinoids are conducted on examples of industrial types of fields in the region at the Department of Geology of Orenburg State University (OSU). The purpose of this work is rational use of all useful components, as provided by the relevant normative documents. In this regard, the distribution of precious metals - Pt, Pd and also Au, Ag in the poor gold ore deposits of black-shale of the Eastern part Orenburg region were studied. The platinum group metals can form high concentrations in black-shale strata (carbonaceous type of ore-formation systems), which are sedimentary rocks.

The article presents data from the study of the platinoids at the Kirovskoye deposit, Belozersky site, which is located on the southern flank of the Kirovskoy ore zone in the Orenburg part of the Southern Urals [1-3].

In tectonic terms, the site is located to the junction zone of the Magnitogorsk downwarp and East Ural uplift. Gold mineralization at Belozersky area is concentrated in the frontal and autochthonous part of the West the Kirovskoy thrust within the Kirovskoy graben (Khasanov, 2006), made of carbonaceous-terrigenous-carbonate strata Lower Carboniferous age, folded polymictic grits, sandstones, lilac and gray arkose sandstones, carbonaceous shale and carbonaceous-calcareous aleurolite, organogenic limestone, quartzite by limestone rocks, cherts. The series is characterized by a wide distribution of pyrite, a relatively high geochemical background of many elements - W, Zn, Cu, Ag, Pb (Poluyanov and Zubko, 1990).

According to P.V. Lyadsky, A.A. Shilnikov, V.N. Khasanov (2006) gold mineralization are contained both terrigenous-carbonate lower carboniferous formations, products of hypergenesis, developed along them, and Jurassic sediments, performing erosion-tectonic depression and represented by clay-gravel-gravelly clastic rocks, and sandy, clay-bearing glyphs, landslide breccias, mixtites. The increased background of gold-bearing rocks of the ore-bearing strata, the manifestation of the processes of their hydrothermal-metasomatic transformation, the redistribution of the ore substance and its enrichment in the process of hypergenesis led to an increased gold-bearing content of the weathering crust. Ore belongs to type of the complex gold-sulphide vein-impregnated ore.

We established elevated contents of Pt, Pd, in association with Au, Ag in these ores by atomic absorption spectroscopy with an electrothermal atomizer (AAS). The analysis of metals was carried out by the author in the laboratory of physical research methods of the Department of Geology of the OGU using the method KHA-430X (VSEGEI) applying its own patented developments [4]. Metals were determined on the spectrometer of the Lumex company of the MGA-915 model with an electrothermal atomizer and background correction based on the Zeeman effect. For the analysis, samples of ore taken from the core of the wells were used. The weight of the sample according to the method - 10 g. The received results are given below.

Platinum. Its average content is about $n \cdot 100 \text{ mg / t}$, with an average concentration of this element in carbonaceous rocks 68 mg / t [5].

Palladium is found in all studied samples from the Kirovskoy field. Its average content is $n \cdot 100 \text{ mg / t}$, which is an order of magnitude higher than the average content Pd in carbonaceous rocks (48 mg / t , [5]), but lower than the average value of platinum concentration in our samples.

Gold. Au content decreases with depth as well as Pd content. The average Au content for the studied samples is $n \cdot 100 \text{ mg / t}$, which is also an order of magnitude higher than the average concentration of gold in carbonaceous rocks - 17 mg / t [5].

The silver content, as in the case of Au and Pd, decreases with depth. Its average content is $1000 \cdot n \text{ mg / t}$.

The geochemical specialization of the precious metals mineralization of the Belozersky site is palladium-platinum with a Pt / Pd ratio of ~ 3 . The distribution of platinoids is ultramafic in nature. The obtained additional data are consistent with the established spatial patterns of Pt, Pd distribution in the Orenburg part of the Southern Urals, reflecting the metallogenic zonality of the platinoid specialization of the geological and structural zones of the Southern Urals and specific industrial types of deposits. So on the uplifts, including the East-Ural uplift, palladium-platinum specialization of deposits is observed, which, perhaps, reflects the characteristics of the deep structure of the earth's crust [2].

According to [Deposits ..., 2001], the Kirovskoy field is most likely an analogue of the Kumaksky, which belongs to the late collision type (230 Ma), which has undergone further weathering processes. It is the collisional geodynamic setting that is the most promising for gold mineralization, according to V.N. Sazonov et al. (2004), not counting the island arc [6].

The total Pt and Pd content in the ores of the Belozersky site of the Kirovskoy deposit is relatively high, it is higher than the concentrations of these elements in ultramafic rocks ($n \cdot 10 \text{ mg / ton}$) and is much higher than that in sedimentary rocks, in particular, in black-shale and black coal ($n \cdot 0.1$, $n \cdot 1.0 \text{ mg / t}$) [5].

The noted concentrations of platinum metals in the ores of the Belozersky site indicate the polyelement nature of this type of mineralization, potential platinum metal ore content, as well as the possibility of finding similar types of mineralization in other areas of the Eastern part of Orenburg by the type of analogies. Of all types of deposits of the region, tested for the content of platinoids [2], the most promising in the near future, except copper massive sulphide, are the gold-sulphide deposits.

The results presented in the article allow us to outline gold deposits and occurrences in the carbon-terrigenous-carbonate strata of the Eastern Orenburg region for additional studies on platinoids as possible industrial components of ores, which will significantly increase their economic attractiveness.

REFERENCE

1. Ponomareva G.A. Platinoids of the Belozersky area of the Kirovskoy ore zone / G.A. Ponomareva // University Complex as a Regional Center for Education, Science and Culture: Sat. articles of the All-Russian scientific and methodical conference. – Orenburg, 2019. – P. 1223-1227.
2. Ponomareva G.A. Metallogenic zoning of the Orenburg part of the Southern Urals of the platinoid specialization / G.A. Ponomareva // Bulletin of Orenburg State University. – 2015. – No 6. – P. 197-201.
3. Ponomareva G.A. Appearance of gold in the black and slate formations Paleozoic of the East Orenburg region and their genesis / G.A. Ponomareva, V.P. Loschinin // Bulletin of Orenburg State University. – 2013. – No 5. – P. 147-151.
4. Ponomareva G.A. Patent № 2409810 RF MPK51 G01N 31/00. Way of Samples Decomposition in the Determination of Precious Metals in Carbonaceous Rocks / G.A. Ponomareva, P.V. Pankratyev. – 2011. Bull. – No 2. – 7 p.
5. Lazarenkov V.G. Geochemistry of platinum group elements / V.G. Lazarenkov, I.V. Talovina. – SPb.: Galart, 2001. – 266 p.
6. Sazonov V.N. To the problem of «young» hypogenic gold in the Urals / V.N. Sazonov, V.A. Koroteev, V.N. Ogorodnikov, Yu.A. Polenov // Lithosphere. – 2005. – No 1. – P. 128-134.

ANALYSIS OF THE EVOLUTION OF PALEOZOIC SEDIMENTARY BASINS IN THE REPUBLIC OF TATARSTAN ON GEOLOGICAL SECTION OF THE REGIONAL SEISMIC PROFILE «TATSEIS»

W. Sánchez, R. Kadyrov, E. Minibaeva

Kazan Federal University, Kazan, Russia

Basin modeling aims at reconstructing the time evolution of a sedimentary basin in order to make quantitative predictions of geological phenomena leading to hydrocarbons accumulations. It accounts for porous medium compaction, heat transfer, hydrocarbon generation and fluid flow. This work describes the study of the Paleozoic complex of deposits of the territory of the Republic of Tatarstan represented by deposits of the Devonian, Carboniferous and Permian systems. Devonian and Carboniferous deposits are the most studied because they present a good oil and gas potential.

To build the geological regional model, we used information from seismic profile «Tatseis» and associated wells along it. The representative cross-sections of the region have been loaded as image on seismic section and digitized using the LAS file for each well to identify the top and bottom for each layer. Lithology, age and thickness of the rock, erosion and boundary conditions have been set to understand the depositional and thermal history of the study area. Model has been run after setting the lithospheric and rifting events that are defined thanks to beta factor profiles. The model simulated the deposition of each layer from bottom to top and re-compact to obtain present-day geometry. The average TOC of source rocks in the model is 4.6%. The hydrogen index (HI) of the ranges between 498 and 688 mg HC/g. Vitrinite reflectance (Ro) values were used as maturity indicator to adjust the thermal history. Vitrinite reflectance ranges between 0.45% and 0.59% for Carboniferous and ranges between 0.7% and 0.73 for Devonian. The main reservoir rock in the model is Tournaisian age, composed of sandstones and limestones. The seal rock of this reservoir is Elhovian age shales. The simulation results overlap with the actual oil deposits in the large oil fields of Tatarstan (Romashkino, Novo-Elkhovo). However, the contrasting thermal signature of these regional uplift events suggests that the basins setting and the mechanism of regional exhumation exerted a fundamental control on processes that determined heat flow distribution within a basin. In terms of the hydrocarbon exploration of Tatarstan's sedimentary basins the model presented here has important implications for the timing of maturation of Carboniferous source rocks in these basins. Where Carboniferous source rocks are present, they will make a significant contribution to the hydrocarbon budget only in those basins that experienced relatively low heat flow during Late Carboniferous-Early Devonian time and where sufficient burial has occurred to subsequently expose the kerogen to higher temperatures. This observation is consistent with the presence of gas accumulations, which are postulated to have been derived from Carboniferous source rocks.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Новичкова Е.А.</i> Реконструкция условий осадконакопления в Двинском заливе Белого моря по материалам микропалеонтологических исследований	3
<i>Алексеев В.П.</i> О состоянии и совершенствовании некоторых приемов и методов изучения терригенных отложений в нефтегазовой литологии	5
<i>Алексеев В.П., Амон Э.О., Зорина С.О., Чернова О.С.</i> Фациальный анализ: калькирование или диффузия идей?	7
<i>Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Результаты палинологических и литогеохимических исследований осадочных отложений в Мишихинском опорном разрезе южного побережья оз. Байкал: значение для неотектонических реконструкций	9
<i>Альхдер Абдальсалам, Борисов А.С., Нуриева Е.М.</i> Седиментология осадконакопления нефтеносных горизонтов месторождения SAB (Сирия)	11
<i>Амон Э.О., Вишневская В.С.</i> Ассоциации радиолярий поздней юры – раннего мела Сибири и их палеобиогеографические связи	13
<i>Антипов М.П., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Писаренко Ю.А., Сапожников Р.Б.</i> Пермский соленосный комплекс Каспийского региона	15
<i>Антипова О.А., Постникова О.В.</i> Генезис и структура пустотного пространства пород-коллекторов вендских отложений зоны Ангарских складок (на примере мошаконской свиты)	18
<i>Антошкина А.И.</i> Модель роста и органоминализации карбонатных оолитов	20
<i>Арефьев М.П.</i> Важнейшие седиментологические и геохимические события рубежа перми и триаса Восточно-Европейской платформы: отражение перестройки геосферы в эпоху великого позднепермского вымирания	22
<i>Аухатов Я.Г.</i> Области опускания некомпенсированного типа и некоторые вопросы минерализации	24
<i>Ахманов Г.Г., Егорова И.П., Булаткина Т.А.</i> Месторождения остаточного типа в Башкирском мегаантиклинории как основа для создания сырьевой базы «небурового» барита	26
<i>Багаева А.А., Мозолева И.Н., Борисенков К.В.</i> Новое стратиграфическое подразделение в Ленивенско-Ключевской структурно-формационной зоне Таймыра	28
<i>Бадида Л.В.</i> Некоторые особенности химического состава тяжелой фракции песчаников катавской свиты	30
<i>Бадюкова Е.Н.</i> Причины фациальной и литологической изменчивости отложений в разрезах вдоль Нижней Волги	32
<i>Балыкова С.Д., Харламова А.Е., Кунафин А.Д., Андреева Т.В., Аверкина Т.И.</i> Состав и строение песчаных грунтов тукуланов долин рек Лена и Вилуй	34
<i>Бахтин А.И., Тюрин А.Н., Нуриева Е.М., Гатиятуллин Н.С.</i> Генетические особенности цеолитсодержащих пород, развитых на юго-западе Республики Татарстан	36

<i>Беленицкая Г.А.</i> Восходящие флюидные разгрузки как средообразующий фактор седиментогенеза.....	38
<i>Беленицкая Г.А.</i> Кинематическая эволюция и рециклинг соляных тел в ходе тектонического развития	40
<i>Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Крупская В.В.</i> Геологическая позиция и условия образования терригенно-диагенетических полезных ископаемых России	42
<i>Белошей В.Э., Тучкова М.И.</i> Осадконакопление верхнедевонских нижнекаменно-угольных осадочных комплексов Алярмаутского поднятия Западной Чукотки	44
<i>Беляев Е.В.</i> Минералогия осадочных формаций Северного Кавказа	46
<i>Беляев Е.В., Баталин Ю.В.</i> Литология, вещественный состав и перспективы дальнейшей эксплуатации месторождения минеральных солей Озеро Кучук (Республика Алтай)	48
<i>Бобров В.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Меленевский В.Н., Климин М.А., Шавекин А.С., Восель Ю.С., Мирошниченко Л.В., Бобров С.В.</i> Геохимия раннего диагенеза торфа верхового болота Выдрино (Южное Прибайкалье)	50
<i>Богуславский М.А.</i> Особенности минерального и химического состава Шулеповского месторождения огнеупорных глин	52
<i>Богущ И.А., Черкашин В.И.</i> Литология и источники благородных металлов (Au,Pt,Pd) в черных сланцах Северного Кавказа	54
<i>Болдушевская Л.Н., Савчик Д.М.</i> Литология и органическая геохимия палеозойских и нижнемезозойских нефтематеринских толщ севера Средней Сибири	56
<i>Боровский М.Я., Богатов В.И.</i> Природные исчерпаемые ресурсы: земле грозит дефицит песка. Геофизические методы разведки	58
<i>Боровский М.Я., Богатов В.И., Борисов А.С., Успенский Б.В.</i> Геофизическое прогнозирование зон битумонакопления (на примере пермских отложений востока Мелекесской впадины)	60
<i>Бродникова Е.А.</i> Особенности, состав и возраст вендских грубозернистых отложений жалтауской свиты улутауской серии, Центральный Казахстан ...	62
<i>Будько Д.Ф., Демина Л.Л.</i> Геохимия осадочного вещества Белого моря: пространственное распределение, формы нахождения и контролирующие факторы	64
<i>Бяков А.С., Брынько И.В., Бонд Д.П.Г., Харви Д., Ведерников И.Л., Филимонова Т.В.</i> Экстремально низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в биогенных карбонатах перми Омогонского микроконтинента (северо-восток России): возможные причины	66
<i>Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Хабаров Е.М., Ян П.А.</i> Аутигенное минералообразование в верхнеюрских терригенных коллекторах на юге Западной Сибири	68
<i>Вафина М.С.</i> Сульфатные калийно-магниевые соли в Калининградско-Гданьском соленосном бассейне	70

<i>Ведерников И.Л., Бяков А.С., Брынько И.В., Наумов А.Н., Бурнатный С.С.</i> Эволюция осадконакопления Аян-Юряхского осадочного бассейна в поздней перми – начале триаса (северо-восток России)	72
<i>Вилесов А.П.</i> История формирования одиночных франских рифов Рыбкинской группы	74
<i>Виноградова О.В.</i> Роль литологии коренных пород и тектоники в формировании скульптурно-эрозионного рельефа и погребенных россыпей горных районов Восточной Сибири	76
<i>Вишневская В.С., Амон Э.О., Панченко И.В., Шуваев А.О.</i> Палеогеография Баженовского моря Западной Сибири по данным радиолярий	78
<i>Габлина И.Ф.</i> Роль геохимических барьеров в формировании сульфидного оруденения на континенте и в океане	80
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Седиментологические и геохимические следствия колебаний уровня моря разного порядка в палеобассейнах Большого Кавказа	82
<i>Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г., Беляев В.Р., Шеремецкая Е.Д., Шишкина Ю.В.</i> Фации постледниковых отложений краевой зоны московского оледенения – проблема генетической интерпретации и хроностратиграфического расчленения	84
<i>Генераленко О.С., Карнаухов А.В., Малышевская Т.С.</i> Роль фациально- циклического анализа при выделении гидродинамически несвязанных тел с целью обоснования флюидальной модели на примере новопортовской толщи	86
<i>Георгиевский А.Ф., Бугина В.М.</i> Биогенный фактор в фосфогенезе	88
<i>Георгиевский А.Ф., Бугина В.М.</i> Биогенный фактор и фосфогенез: легенды и реалии	90
<i>Глазырин Е.А.</i> Литодинамические участки подводного каньона Мзымты (Черное море)	92
<i>Глазырин Е.А., Глазырина Н.В.</i> Факторы формирования коллекторов в верхнеюрско-нижнеэоценовом карбонатном разрезе южной зоны Западного Кавказа	94
<i>Глазырина Н.В.</i> Текстурно-структурные производные метановой разгрузки в разрезе донных отложений Северного Каспия	96
<i>Глухов М.С., Сунгатуллин Р.Х., Кадыров Р.И.</i> Магнитные микросферулы в пермских эвапоритах	98
<i>Глухов Т.В., Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Маринов В.А.</i> Палеогеография Западной Сибири в позднемеловое время	100
<i>Глушанкова Н.И.</i> Палеообстановки и особенности седиментогенеза в приледниковых озёрах Горного Алтая в плейстоцене	102
<i>Голованова О.В.</i> Литолого-геохимическая специфика и особенности кремненакопления абазинской свиты (разрез р. Хей)	104
<i>Гончаренко О.П., Московский Г.А., Соломон М.В.</i> Аутигенное минералообразование в Кунгурском солеродном бассейне Прикаспийской впадины	106

<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> Литологические особенности отложений вблизи точки GSSP (граница арт–кунгур, разрез Мечетлино)	108
<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> Разрез Дальний Тюлькас, кандидат точки GSSP границы сакмар–арт: особенности литологии и генезиса отложений	110
<i>Горшков Д.А., Кучеря М.С., Парасына В.С.</i> Строение рифейской карбонатной платформы в юго-западной части Сибирской платформы	112
<i>Гуман О.М., Макаров А.Б.</i> Литотехногенез мелкозернистых песчаных техногенных образований	114
<i>Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.</i> Геохимическая характеристика кремнистых отложений Алганского террейна (Алганские горы, Корякское нагорье)	116
<i>Демина Л.Л., Новичкова Е.А., Политова Н.В., Кравчишина М.Д., Алиев Р.А., Соломатина А.С.</i> Геохимические характеристики колонок голоценовых отложений Баренцева моря: индикаторы уровня загрязнения и условий осадконакопления тяжелых металлов	118
<i>Дмитриевский А.Н.</i> Нефтегазовая литология: новые вызовы и новые решения	120
<i>Доржиева О.В., Сахаров Б.А., Закусин С.В., Андреева О.В., Крупская В.В.</i> Современные методические подходы к изучению глинистых минералов для получения новой информации об условиях образования осадочных и рудных тел	123
<i>Друщиц В.А.</i> Литостратиграфические и тектонические предпосылки формирования возможных скоплений криогенных гидратов природного газа на континентальной окраине Восточной Арктики	125
<i>Дуб С.А., Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Киселёва Д.В.</i> Редокс-обстановки в раннем карбоне на территории восточного склона Среднего Урала	127
<i>Дубкова К.А., Шишлов С.Б.</i> Состав и строение разрезов палеоцена-эоцена Юго-Западного и Центрального Крыма	129
<i>Елишева О.В., Шилова Ю.В.</i> Вторичные изменения коллекторов тюменской свиты – фактор, осложняющий выделение зон глинизации и прогноз коллекторов по данным 3D-сейсморазведки	131
<i>Ескин А.А., Морозов В.П., Королёв Э.А., Кольчугин А.Н., Валиуллин Р.Р.</i> Связь состава органического вещества с вторичной доломитизацией доманикитов на территории Татарстана	133
<i>Жолудева В.А., Колпаков В.В., Мартынова О.К.</i> Изучение литологических особенностей и характера распределения литолого-технологических типов пород в разрезах скважин группы месторождений Когалымского региона с целью оптимизации процесса разработки	135
<i>Жуковская Е.А.</i> Базальные горизонты осадочного чехла Паннонского бассейна	137
<i>Журавлева Л.М.</i> Морфолого-генетические типы нижнепермских рифов Русской платформы и их нефтегазоносность	139

<i>Заика В.А., Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И., Смирнов Ю.В.</i> Источники сноса терригенных отложений жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb геохронологических исследований	141
<i>Закиров Т.Р., Файзуллина А.Р., Королев Э.А.</i> Динамика площади контакта флюид-флюид и флюид – скелет при двухфазных течениях в пористых средах с различным коэффициентом беспорядочности	143
<i>Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Костырева Е.А.</i> Литологическая и геохимическая характеристика баженовской свиты на северо-западе Томской области (Александровский свод)	145
<i>Захаров А.Л., Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Филиппова К.Г.</i> Состав отложений крупных западин восточного Приазовья (на примере Воронцовской пади)	147
<i>Захарова Э.Д., Беляев В.Р., Чалов С.Р., Харченко С.В.</i> Скорости и обстановки осадконакопления и особенности миграции загрязняющих веществ в дельте р.Селенги	149
<i>Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Чернов М.С., Барыкина О.С., Гвоздева И.П.</i> Морфологические особенности микростроения юрских глин района Воробьевых гор	151
<i>Зинатов Х.Г., Ефимов А.А.</i> Применение литолого-палеогеографических исследований при ретроспективном анализе геодинамики Волжско-Камской антеклизы для прогноза месторождений углеводородов	153
<i>Зинатуллина И.П., Петрова Р.Д.</i> Особенности осадкообразования и распространения живецкого яруса на Северо-Татарском своде Республики Татарстан	155
<i>Зинченко В.Н., Дараган-Суцова Л.А.</i> Континентальная окраина Восточной Арктики: меловые и кайнозойские клиноформные системы и палеогеографические реконструкции	157
<i>Зинчук Н.Н.</i> Об изменениях кимберлитов в связи с проблемой образования россыпей алмазов	160
<i>Зинчук Н.Н.</i> Об использовании ассоциаций глинистых минералов при алмазопроисловых работах	162
<i>Ибламинов Р.Г., Алванян А.К.</i> Литогенез общераспространённых полезных ископаемых (на примере Пермского края)	164
<i>Иванов А.В.</i> Строение и литологические особенности кембрийских отложений шурмакской свиты, юго-западная часть Сангиленского нагорья, Тува	166
<i>Иванова Н.А., Пустыльников В.В., Сентякова Н.С., Липянина А.В., Воробьев В.С.</i> Фациальная модель терригенного венда Непского свода (Восточная Сибирь)	168
<i>Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Щепетова Е.В., Барышникова Л.П.</i> Этапы образования и преобразования глауконитовых зерен в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия (Северная Сибирь, Оленекское поднятие)	170

<i>Изъюров А.Д.</i> Структурно-вещественные характеристики и условия формирования нижневендских терригенных отложений северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы	172
<i>Изъюрова Е.С.</i> Литологические характеристики и условия образования базальных отложений венда юго-востока Сибирской платформы	174
<i>Исаева Г.А., Губин С.А.</i> Минеральные индикаторы аноксии доманикового бассейна Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов	176
<i>Калинин П.И., Кудреватых И.Ю., Панин П.Г., Пильгуй Л., Алексеев А.О.</i> Геохимическая характеристика и генезис лёссовых отложений юга Русской равнины	178
<i>Каячев Н.Ф., Назаров Д.В., Дадакин Н.М.</i> Модель формирования коллекторов залежей УВ в карбонатных породах пласта Б5 венда-кембрия Восточной Сибири	180
<i>Китаева И.А., Постникова О.В., Милованова Е.В., Лошкарева В.А.</i> Проблема ураноносности осинского горизонта	182
<i>Климова Е.В., Мирнов Р.В., Мирнова Ю.В.</i> Условия формирования пласта Ю-2 на примере одного из месторождений Широтного Приобья.....	184
<i>Климова Е.В., Шишлов С.Б.</i> Условия формирования терригенного нижневизейского комплекса юго-западной части Бузулукской впадины	186
<i>Колесников А.В., Бобков Н.И.</i> К вопросу о возрасте ашинской серии Южного Урала	188
<i>Колокольцев В.Г., Ковалевская Е.О.</i> Тектурные свидетельства нефтидно-водородного воздействия на околорудные породы Ярегского титанового гиганта	190
<i>Колпаков В.В., Астаркин С.В., Мартынова О.К., Самохин С.О.</i> К вопросу литолого-петрофизической неоднородности пласта ЮВ ₁ ¹ Урьевского месторождения (Западная Сибирь)	192
<i>Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Ескин А.А., Королев Э.А.</i> Доломитизация и постседиментационная история нефтеносных карбонатных коллекторов нижнего карбона Волго-Уральского региона	194
<i>Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Бричева С.С.</i> Строение донных отложений озера Неро (Ярославская область) и их палеогеографическая интерпретация	196
<i>Константинова Н.Г.</i> Формирование рельефа и рыхлых отложений внутренних долин Хибинского массива, Кольский полуостров	197
<i>Конюхов А.И., Балагуров М.Д.</i> Особенности строения и минеральный состав отложений нижнекембрийского надгоризонта в разрезе венда на юго-западном склоне Непского свода	199
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i> К вопросу соотношения стадий преобразования органического вещества углей и минеральных компонентов вмещающих их терригенных толщ	201

<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т., Мухин В.М., Логинова М.П.</i> Глубинный эпигенез рифтогенно-осадочного комплекса арктической части Западной Сибири – ключ к прогнозу газовых и газоконденсатных месторождений	203
<i>Королёв Э.А., Бахтин А.И., Ескин А.А., Королёв А.Э., Бариева Э.Р.</i> Осадочно-диагенетическое рудообразование в юрских терригенных отложениях Татарстана	205
<i>Косарева Л.Р., Нурғалиева Н.Г., Юсупова А.Р.</i> Предварительные исследования вещественного состава осадочных отложений озера Малое Миассовое (Челябинская область, РФ)	207
<i>Косарева Л.Р., Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Крылов П.С.</i> О новых данных по вещественному составу донных осадочных отложений озера Тургояк (Челябинская область, РФ)	209
<i>Коточкова Ю.А., Вайтехович А.П., Пронина Н.В.</i> Обстановки накопления отложений тюменской свиты в районе Краснотенинского свода (Западно- Сибирский ГБ)	211
<i>Кравчишина М.Д., Леин А.Ю.</i> Миграционные аутигенные карбонаты на шельфе моря Лаптевых	213
<i>Крайнов А.В., Мануковский С.В.</i> Керамические глины Центральной России ...	215
<i>Крахмаль К.А.</i> Хроностратиграфические аспекты неоген-четвертичных отложений северо-западного Тянь-Шаня	217
<i>Крупенин М.Т.</i> Особенности состава флюидов и минерализации осадочных надрифтовых бассейнов с эвапоритами	219
<i>Крупская В.В., Закусин С.В., Доржиева О.В.</i> Преобразование глинистых минералов в техногенных процессах	221
<i>Кудаманов А.И., Карих Т.М., Маринов В.А.</i> Особенности седиментации ОПОК хэйхинской пачки верхнего мела на севере Западной Сибири	223
<i>Кузина Д.М., Нурғалиев Д.К., Печерский Д.М.</i> Океанические и озерные осадки, как архивы космического вещества	225
<i>Кузнецов В.Г.</i> Изменение кислотно-щелочных обстановок внешних оболочек в геологической истории Земли	227
<i>Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.</i> Цикличность палеозойского рифтообразования и ее причины	229
<i>Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Баршин А.В., Шацилло А.В., Романюк Т.В.</i> Комплексы и структуры Заангарской части Енисейского кряжа – индикаторы поздненеопротерозойского внутриплитного орогена на западе Сибирской платформы?	231
<i>Кулешов В.Н., Свиридов Л.И.</i> Изотопные и химические особенности доломитов нижнеподъемской подсвиты Порожинской группы месторождений (Енисейский кряж, Красноярский край)	233
<i>Кулматов А.Ф., Шиловский О.П., Хасанов Р.Р.</i> Минералого-геохимические особенности биоморфных рудных образований в мезозойских отложениях Республики Татарстан	235

<i>Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Кузнецов А.Б., Кох С.Н.</i> Геохимические индикаторы генезиса и условий формирования флюидных систем грязевых вулканов Западно-Кубанского прогиба	237
<i>Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С.</i> Литолого-геохимическая индикация генезиса покровных отложений Ишимской равнины (юго-запад Западной Сибири)	239
<i>Ларионова Н.А.</i> Особенности техногенного седиментогеза при формировании намывных массивов	241
<i>Ларичев В.В., Попков В.И., Попков И.В.</i> Литогенез и флюидинамика глубоководных горизонтов осадочных бассейнов Скифско-Туранской платформы	243
<i>Латышева И.В., Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Гаврилов Ю.О.</i> Литология и палеогеография на рубеже плинсбаха - тоара в пределах Северного Кавказа, Горного Крыма и Скифской плиты	245
<i>Левитан М.А.</i> Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Тихого океана	247
<i>Леонова Г.А., Заякина С.Б., Прейс Ю.И., Мальцев А.Е., Бобров В.А., Рубанов М.В.</i> Биогеохимия органического и минерального вещества торфяников верховых болот лесостепной зоны Западной Сибири.....	249
<i>Летникова А.Ф., Летникова Е.Ф.</i> Шамозитовые породы в верхней части разреза нижнетунгусской (буровой) свиты Туруханского поднятия	251
<i>Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.</i> Возможности и ограничения метода U-Pb-изотопного датирования цирконов в осадочных и осадочно-вулканогенных последовательностях	253
<i>Литвинова Т.В.</i> Онколиты железо-марганцевого горизонта М. Каратау	255
<i>Лихоман О.А.</i> Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Предуралья Краевого прогиба	257
<i>Лихоман О.А.</i> Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории юго-востока Восточно-Европейской платформы	260
<i>Мазнев С.В., Романенко Ф., Константинова Н.Г.</i> Строение рыхлых отложений западной части Тазовского полуострова	263
<i>Мазнева Е.А., Константинов Е.А., Сычев Н.В., Захаров А.Л.</i> Условия осадконакопления и геохронология верхнеплейстоценовых лёссов Предкавказья	265
<i>Майсадзе Ф.Д., Башелеишвили Л.В.</i> Регрессивные отложения и фазы складчатости (на примере мезозойско – кайнозойской истории Южного Кавказа)	267
<i>Макаров А.Б., Осовецкий Б.М., Хасанова Г.Г.</i> Особенности состава и морфологии магнитных сферул техногенного происхождения	269
<i>Максимова Е.Н., Чертина К.Н.</i> Циклическое строение осинского горизонта на примере одного из месторождений Непско-Ботубинской антеклизы (Восточная Сибирь)	271

<i>Макшаев Р.Р.</i> Геохимические особенности Нижнехвалынских отложений Нижней Волги	273
<i>Маленкина С.Ю.</i> Литологические особенности толщ и свит средней-верхней юры (келловей-оксфорд) Московского региона	275
<i>Малиновский А.И.</i> Геохимия и обстановки формирования кайнозойских отложений Западно-Сахалинского террейна	277
<i>Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Шавекин А.С., Мирошниченко Л.В.</i> Геохимические индикаторы раннего диагенеза на примере верхового болота Дулиха (Прибайкалье)	279
<i>Маслов А.В., Дуб С.А.</i> Укская свита верхнего рифея Южного Урала: к реконструкции окислительно-восстановительных параметров морской воды	281
<i>Маслов А.В., Червяковская М.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г., Подковыров В.Н.</i> Эволюция источников сноса для осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала: синтез данных по обломочным цирконам и Sm-Nd систематике глинистых пород	283
<i>Медведев П.В.</i> Отражение в осадочной летописи восточной Фенноскандии геологических событий палеопротерозойской истории Земли	285
<i>Мельничук О.Ю.</i> Особенности вещественного состава песчаников верхнедевонских кодинской и устькодинской свит (восточный склон Среднего Урала)	287
<i>Меньшикова Е.А.</i> Современный седиментогенез в условиях техногенного воздействия	289
<i>Мизенс Г.А., Дуб С.А.</i> Лантаноиды в известняках пограничного C ₁ /C ₂ на Южном и Среднем Урале	291
<i>Милаш А.В.</i> Стадийность осадконакопления в среднем и верхнем девоне на территории юго-востока Воронежской антеклизы и ее присводовой части ...	293
<i>Минюк П.С., Бурнатный С.С.</i> Позднеплейстоцен-голоценовый седиментогенез озера Гранд (Северо-Восток России)	295
<i>Минюк П.С., Бурнатный С.С.</i> Сульфиды железа в осадках озер Востока России	297
<i>Мирнов Р.В., Мирнова Ю.В.</i> Микробиально-индуцированное осаждение доломита и глинистых минералов на примере отложений каширского горизонта северо-запада Башкортостана	299
<i>Михайлова К.Ю., Ершова В.Б., МРогов.А., Покровский Б.Г.</i> Раннемеловые кальцитовые псевдоморфозы свиты Каролинефьеллет архипелага Шпицберген	301
<i>Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Хубанов В.Б.</i> Возраст угленакопления в Иркутском бассейне по данным датирования акцессорных цирконов из пеплового прослая Азейского месторождения (U-Pb LA-ICP-MS)	303

<i>Морозов В.П., Цзинь Чжицзюнь, Лян Синьпин, Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Ескин А.А., Нуриева Е.М., Низамова А.В., Хаюзкин А.С.</i> Сравнительная характеристика нефтематеринских пород горизонта Лонмасы нижнего силура Сычуаньской впадины платформы Янцзы Китая и семилукского горизонта верхнего девона Восточно-Европейской платформы Волго-Уральского региона	305
<i>Муллагаев А.И., Хасанов Р.Р.</i> Природа литологической неоднородности битумонасыщенных песчаников шеминского горизонта: роль седиментационных и тектонических факторов	307
<i>Муравьев Ф.А., Силантьев В.В., Хасанова Н.М., Юнусова Э.З.</i> Калькриты из красноцветных отложений верхней перми Оренбургского Приуралья	309
<i>Мусин Р.Х., Емшанов Е.А., Галиева А.Р., Кудбанов Т.Г.</i> Емкостные и миграционные параметры пород верхней части разреза востока Русской плиты	311
<i>Мухаметшин Р.З.</i> Причины и следствие минералогических изменений в продуктивных пластах разрабатываемых месторождений нефти	313
<i>Назаров Г.К., Гусев А.В., Яковишина Е.В.</i> Обстановки осадконакопления фанарского горизонта нижнего мела Западного Кавказа	315
<i>Немировская И.А.</i> Особенности распределения и седиментации углеводородов в Баренцевом море	317
<i>Немова В.Д.</i> Строение и состав пород баженовской свиты в свете ее нефтеносности в центральной части Широкого Приобья Западной Сибири	319
<i>Нехаев А.Ю.</i> Строение верхнеюрского флюидоупора (Ямальская НГО)	321
<i>Никулова Н.Ю.</i> Литология и геохимия допалеозойских песчаников Полярного Урала	323
<i>Носкова Е.С., Агафонова Г.В.</i> Особенности строения и индикаторы тектонических деформаций аладьинской свиты Енисейского кряжа (средний рифей)	325
<i>Нурғалиева Н.Г., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Шатагин К.Н.</i> Разрез Печищи: новые данные по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	327
<i>Обровец С.М.</i> Литология и условия формирования нетрадиционных источников нефти и газа в Припятском прогибе (Беларусь)	329
<i>Овдина Е.А., Страховенко В.Д., Белкина Н.А., Субетто Д.А., Потахин М.С.</i> Оценка роли биогенного фактора в концентрировании вещества при формировании железомарганцевых образований Онежского озера и малых озер его водосбора	331
<i>Овчинникова М.Ю.</i> Эволюция палеозойского корообразования Воронежской антеклизы	333
<i>Окнова Н.С.</i> Литология и фации триасовых отложений Песчаноозерского месторождения острова Колгуев	335
<i>Оксенойд Е.Е., Вторушина Э.А.</i> Литологическая характеристика баженовского горизонта в разрезе параметрической скважины Баженовская 1	337

<i>Олейник Е.В.</i> Особенности строения аномальных разрезов баженовской свиты в связи с нефтеносностью неокомских отложений на территории ХМАО-Югры	340
<i>Оленова К.Ю., Постников А.В.</i> Экологическая сукцессия как определяющий фактор формирования пустотного пространства и ФЕС рифогенных массивов	342
<i>Паймухин М.А., Зинатуллина И.П.</i> Литолого-минералогическая характеристика литотипов баженигов Тевлинско-Русскинского месторождения	344
<i>Пактовский Ю.Г.</i> Байкальский цикл геологического развития территории Южного Прилиманья	346
<i>Парада С.Г.</i> Элизинно-катагенетическая модель формирования золотоносных кварцевых жил в терригенных толщах	348
<i>Перлов Д.К.</i> Источники сноса терригенных отложений низов разреза уралид севера Полярного Урала	350
<i>Печенкин И.Г.</i> Целестиновые руды – нетрадиционный источник редких металлов XXI века	352
<i>Погребной В.Т.</i> Коррелятные коре выветривания щелочных пород Приазовья отложения галлуазитового горизонта вторичных каолинов Кузнецовского проявления	354
<i>Подковыров В.Н., Кузнецов А.Б., Беккер А.Ю., Ковач В.П., Котова Л.Н.</i> Венд Патомского прогиба Восточной Сибири: литогеохимия, хеостратиграфия и этапы формирования	357
<i>Полякова Е.И., Ключиткина Т.С., Новичкова Е.А., Агафонова Е.А.</i> Диатомеи и водные палиноморфы как индикаторы палеоседиментационных процессов на Арктическом шельфе Евразии	359
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Геологические предпосылки выявления скоплений нефти и газа в фундаменте Скифско-Туранской платформы	361
<i>Попов А.Ю.</i> Литогеохимические особенности юронтумусской и содиемыхинской свит (бат-оксфорд) нижнего течения реки Анабар	363
<i>Потапов С.В., Иванов А.В.</i> Литологические особенности тиллитов оледенения Марино в основании Хубсугульской серии	365
<i>Потапова А.С., Вилесов А.П., Бумагина В.А., Чертина К.Н., Зверев К.В.</i> Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР)...	367
<i>Предтеченская Е.А.</i> Терригенные осадочные породы и нефть	369
<i>Прейс Ю.И., Зенин В.Н., Савельева А.В., Симонова Г.А.</i> Стратиграфия и динамика болота Болтное как отклик на изменение континентального климата голоцена (южная тайга Западной Сибири)	372
<i>Прейс Ю.И., Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А., Рубанов М.В.</i> Стратиграфия и динамика накопления торфа и углерода в рямах Барабинской лесостепи	374

<i>Пустыльников В.В., Иванова Н.А., Сентякова Н.С., Левина А.В., Воробьев В.С.</i> Кора выветривания: влияние на развитие седиментационного бассейна и постседиментационных процессов (Непский свод, Восточная Сибирь)	376
<i>Рапацкая Л.А.</i> Рифты и онтогенез углеводородов	378
<i>Родионов Г.Н., Никифоров А.Г.</i> Литология и вещественный состав озерно-ледниковых и озерных отложений Западного Приладожья	380
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Московский Д.В.</i> Уточнение главных фаз магматизма в Причерноморье по результатам изучения детритовых цирконов из юрских конгломератов Горного Крыма	382
<i>Ростовцева Ю.В., Краснова А.В.</i> Особенности строения пород-коллекторов	385
<i>Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В., Романенко Ф.А.</i> Селевые отложения в долинах Ловозерских тундр	387
<i>Рудмин М.А., Мазуров А.К.</i> Минералого-геохимические свидетельства флюидного литогенеза морских железняков Бакчарского месторождения (Западная Сибирь)	388
<i>Рудько С.В.</i> Обстановки формирования и секвентно-стратиграфическая модель жуинской серии Уринского поднятия	390
<i>Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Токарев М.Ю., Беляев П.Ю., Барымова А.А., Федоров Г.Б., Корост С.В.</i> Эволюция осадконакопления в позднечетвертичное время во внутренних морских бассейнах и крупных озерах в гляциальной зоне вдоль восточной периферии Балтийского кристаллического щита	392
<i>Рябинкина Н.Н., Валяева О.В., Плотицын А.Н., Журавлев А.В.</i> Литология и геохимия органического вещества фаменских отложений в обнажении на р.Кожва	394
<i>Рязанова Т.А., Марков В.В.</i> Генерационный потенциал рассеянного органического вещества верхнеюрских пород Северо-Демьянской площади	396
<i>Сабиров И.А., Постников А.В.</i> Актуальность и методика выделения линейных кор выветривания	398
<i>Сабитова Н.И., Каламетдинов Р., Таджибаева Н.Р.</i> Поточковые структуры в изучении оползневых процессов в долине Чимгансая Узбекистана	400
<i>Савельев Г.В., Коннов А.Г., Худолей А.К.</i> Геодинамические обстановки формирования нижнепермских терригенных отложений зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя	402
<i>Савко А.Д., Крайнов А.В., Милаш А.В., Мануковский С.В.</i> Новая провинция вторичных каолинов в центральной России	404
<i>Савко А.Д., Шевырев Л.Т.</i> Эволюция гипергенного минерогенеза в позднегерцинский этап. Опыт историко-минерогенического анализа	406
<i>Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю.</i> Неоархейские карбонатные отложения Восточной Сарматии – вероятный аналог карбонатных платформ ваалбары	408

<i>Сагиров Р.Н., Ту Нгуен</i> Расчленение отложений песчаной пачки шешминского горизонта уфимского яруса на основе гранулометрического состава	410
<i>Садчикова Т.А., Стукалова И.Е., Чепалыга А.Л.</i> Находки бурого угля в отложениях IV древнезвксинской террасы Судака (долина реки Копсель), их состав и условия образования	411
<i>Сазоненко Д.Ф.</i> Биотурбация в коллекторах раннемелового возраста в Шаимском НГР Западной Сибири	413
<i>Салдин В.А.</i> Породы-индикаторы каменноугольно-нижнепермских(?) отложений западных разрезов Лемвинской структурно-формационной зоны Полярного Урала и Пай-Хоя	415
<i>Сандула А.Н.</i> Постседиментационные карбонатные брекчии в каменноугольных отложениях южной части гряды Чернышёва	417
<i>Сандула А.Н.</i> Эволюция среднекаменноугольного осадконакопления на Печорском Урале	420
<i>Светов С.А., Бакаева А.В., Гоголев М.А., Чаженгина С.Ю.</i> Серия «Тимискаминг» Койкарской структуры – основа для реконструкции неогархейской эволюции зеленокаменных комплексов Карельского кратона	422
<i>Седаева К.М., Корнилова М.О.</i> Структурно-седиментологический анализ приповерхностного слоя донных отложений подводного берегового склона (Российский сектор Балтийского моря)	424
<i>Седаева К.М., Леонова Л.В.</i> Субаэральный диагенез и его проявление в лессовых породах Приазовья и Нижнего Поволжья	426
<i>Селезнев А.А., Ярмошенко И.В., Малиновский Г.П., Илгашева Е.О., Киселева Д.В., Рянская А.Д., Рудаков М.Е., Тетерин А.Ф.</i> Методы и подходы к изучению современных поверхностных отложений на урбанизированной территории	428
<i>Сенников Н.В., Обут О.Т.</i> Седиментационные особенности ордовикских отложений Центральной Тывы	430
<i>Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.</i> Роль ведущих формаций кристаллического фундамента в формировании глинистых минералов коры выветривания	432
<i>Ситдикова Л.М., Хасанова Н.М., Бондарев Е.В., Сахаров Б.В., Волков В.Я.</i> Фазовое состояние органического вещества по ЯМР релаксации в низких полях пород бажендовской свиты (Западная Сибирь)	434
<i>Ситдикова Л.М., Хасанова Н.М., Корепанов Е.С., Сахаров Б.В., Волков В.Я., Лозин Е.В.</i> Новые данные о составе органического вещества глубокозалегающих пород платформенного Башкортостана по ЯМР в низком магнитном поле	436
<i>Смирнов Ю.В.</i> Реконструкция палеотектонической обстановки накопления метатерригенных пород нижнепермской береинской свиты Нора-Сухотинского террейна	438

<i>Сокерин М.Ю., Салдин В.А., Голубева И.И., Сокерина Н.В., Королев Э.А.</i> Титаноносность триасовых отложений южной части Большесынинской впадины Предуральяского краевого прогиба	440
<i>Сокерина Н.В., Шанина С.Н., Сокерин М.Ю., Кольчугин А.Н.</i> Флюидные включения в жильном кальците продуктивных отложений Астраханского газоконденсатного месторождения	442
<i>Соломон М.В., Гончаренко О.П., Московский Г.А.</i> Текстурно-структурные особенности силвинитовых пород прибортовой зоны Прикаспийской впадины	444
<i>Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Даниленко И.В., Шолохова Ю.Н.</i> Аутигенное минералообразование в голоценовых донных осадках озер юга Западной Сибири: связь с палеоклиматом	446
<i>Сорокин В.М., Лукша В.Л.</i> Кремнистые осадки Черного и Каспийского морей	448
<i>Сорокин В.М., Лукша В.Л., Ткач Н.Т., Янина Т.А.</i> Сравнительная характеристика глинистых минералов позднечетвертичных осадков Черного и Каспийского морей	449
<i>Стародымова Д.П., Кравчишина М.Д., Шайхутдинова К.В.</i> Микроэлементный состав колонки донных отложений хребта Мона (Субполярная Атлантика)	451
<i>Староселец Д.А.</i> Концептуальная седиментологическая модель продуктивных отложений васюганской свиты Рыбального месторождения	454
<i>Стельмах А.Г.</i> Палеомагнитная стратификация голоценовых отложений бассейна реки Чирчик	456
<i>Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Харитонова Н.А.</i> Общие закономерности поведения редкоземельных элементов в органоминеральных отложениях малых озер юга Западной Сибири	458
<i>Султонов П.С., Ильхамова Г.Х.</i> Литологическая характеристика отложений палеогена Гузанской антиклинали (Южная Фергана)	460
<i>Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Нургалиева Н.Г., Файзханов Р.А.</i> Изотопно-углеродная характеристика эталонных разрезов нижней перми, Предуральский прогиб	462
<i>Сухов С.С.</i> О некоторых следствиях недооценки идей Н.А. Головкинского в стратиграфических и палеогеографических реконструкциях (кембрий Сибирской платформы)	464
<i>Сычев Н.В., Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Захаров А.Л., Филиппова К.Г.</i> Геохимические свойства верхнеплейстоценовых лессов Предкавказья	466
<i>Тарасенко А.Б.</i> Минеральный состав обломочных пород старорусской и василеостровской свит верхнего венда в окрестностях Санкт-Петербурга	467
<i>Таффарель Е.С.</i> Перспективы нефтегазоносности пластов Ю ₂₋₄ на юге Хантымансийской котловины (Уватский район)	469
<i>Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г., Хусаинов Х.А.</i> Этапы новейших тектонических движений как основа выделения стратиграфических подразделений четвертичных отложений Узбекистана	471

<i>Трапезников Д.Е.</i> Литология и палеогеография уфимских отложений Соликамской впадины	473
<i>Тугарова М.А.</i> Литолого-геохимические признаки дифференциации карбонатных пород фундамента Западной Сибири	475
<i>Тучкова М.И., Ватрушкина Е.В., Соколов С.Д.</i> Эволюция осадконакопления на Чукотском микроконтиненте в мезозое на основании развития гравитационных потоков	477
<i>Уткина М.Н., Винокурова Е.Е.</i> Литолого-петрографическая и петрофизическая характеристика доманиковых отложений юго-восточной части Пермского края по новым керновым данным	479
<i>Хамадиев Р.И.</i> Процессы сульфидизации фоссилизированных обломков древесины в пермских отложениях Республики Татарстан	481
<i>Хасанов Р.Р.</i> Природа цериевых аномалий в визейских угольных пластах на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции	484
<i>Хасанова Н.М., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Захарченко А.Л., Сидорова Е.Ю., Низамутдинов Н.М.</i> Рассеянное органическое вещество в породах флюидоупоров по данным магнитной радиоспектроскопии	486
<i>Хассан А., Рассказов С.В., Усольцева М.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В.</i> Идентификация озерной фации в отложениях среднего миоцена-квартера Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны по диатомеям и геохимическим характеристикам	488
<i>Холодов В.Н.</i> Флюидогенез и флюидодинамика зоны катагенеза	490
<i>Храмцова А.В., Вилесов А.П., Лебедев М.В.</i> Фациальная и секвенс-стратиграфическая модель формации Jurua бассейна Солимоес (Бразилия)	492
<i>Цвяк А.В., Нестеренко М.Ю.</i> Пути решения проблем мобильности глубинных рассолов и движения подземных вод через породы покрывшей	494
<i>Чайковский И.И., Коротченкова О.В., Падерин А.А.</i> Медистые песчаники Усоля (Соликамская впадина)	496
<i>Черешинский А.В., Милаш А.В.</i> Вещественный состав ильменитовых россыпей юго-востока Воронежской антеклизы	498
<i>Чернова О.С.</i> Типизация разнофациальных природных резервуаров с позиций концепции гидравлических единиц потока	500
<i>Черяков И.А., Колокольцев В.Г., Осадчий И.В., Хабаров А.Н.</i> Магнетитовые руды в кристаллическом фундаменте Непско-Ботуобинской антеклизы, Республика Саха (Якутия)	502
<i>Шадрин А.Н.</i> Строение разреза верхневизейских отложений известнякового типа на Малой Печоре (Северный Урал)	504
<i>Шакиров Т.Р., Вафина М.С., Нажарова Л.Н.</i> Исследование физико-механических и теплоизоляционных свойств глинистых пород Ключищенского месторождения и диатомитов Инзенского месторождения	506
<i>Шанина С.Н., Галамай А.Р., Сокерина Н.В., Игнатович О.О., Морозов В.П.</i> Условия формирования соляной толщи Верхнепечорского бассейна калийно-магниевых солей (по результатам исследования флюидных включений)	508

<i>Шарданова Т.А., Хомяк А.Н.</i> Гравитационные процессы во впадинах депрессионного типа, как отражение геодинамического режима	510
<i>Шевченко В.П.</i> Рассеянное осадочное вещество в атмосфере, снежном покрове и дрейфующих льдах Арктики	512
<i>Шевырев Л.Т., Савко А.Д.</i> Эволюция гипергенного минерогенеза в киммерийский этап. Опыт историко-минерогенического анализа	514
<i>Шелехова Т.С., Лаверова Н.Б.</i> Изучение морского и континентального седиментогенеза на Карельском и Поморском берегах Белого моря с использованием микро-палеонтологических методов	516
<i>Шиловский О.П., Киселева Д.В.</i> Микроструктура и геохимические особенности состава зубной ткани пермских тетрапод: парейазавра и суминии (Котельничское местонахождение, Кировская область, Россия)	518
<i>Шишлов С.Б., Дубкова К.А.</i> Генетические типы шельфовых циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири	520
<i>Шмелёва Л.А.</i> Модель формирования среднекарийского рифового массива Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал)	522
<i>Щепетова Е.В., Rogov M.A., Киселев Д.Н., Чуркина В.В., Ухов И.С., Хахина А.Н.</i> Средне-верхневожские регрессивные осадочные последовательности центральной части Русской плиты	524
<i>Юсупов А.Р., Черкашин В.И., Абдуллаев М.Ш.</i> Благородные металлы в сидеритовых конкрециях Восточного Кавказа (Дагестан)	526
<i>Яковишина Е.В., Д.А.Бежикина, Бордунов С.И.</i> Изотопия карбонатов верхнего мела Северо-Западного Кавказа	528
<i>Янина Т.А., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Болиховская Н.С., Бердникова А.А., Ткач Н.Т.</i> Осадочные комплексы верхнего плейстоцена Северного Каспия: строение и палеогеографические реконструкции	530
<i>Янина Т.А., Свиточ А.А.</i> Моллюски рода <i>Didacna</i> – биостратиграфическая основа корреляции отложений неоплейстоцена Понта и Каспия	532
<i>Poppe L. de Boer</i> Modern versus ancient controls on sedimentary systems; the present is not always the key to the past	534
<i>Fustic M.</i> Outcrop that change(s) the way we practice petroleum geology - McMurray formation Type Section, Alberta, Canada	536
<i>Mueller M., Jacquemyn C., Riechermann S., Schurr S., Mavromatis V., Walter B., Igbokwe O.A., Immenhauser A.</i> Metamorphic overprint and dolomitization of Mesozoic carbonates (Latemar Platform, Italy)	538
<i>Pederson C., Yu.Ge, Lokier S., J.Ph.Traas, Nehrke G., Neuser R., Immenhauser A.</i> Marine hardground deposition in the Abu Dhabi lagoon	540
<i>Ponomarev A.A.</i> Application of the mathematical apparatus for the geoeological forecast and monitoring	542
<i>Ponomareva G.A.</i> Metallogenic specialization of oil and gas deposits of Orenburg region	544

<i>Ponomareva G.A.</i> Platinoids of black-shale formations of the eastern Orenburg region	546
<i>Sánchez W., Kadyrov R., Minibaeva E.</i> Analysis of the evolution of paleozoic sedimentary basins in the Republic of Tatarstan on geological section of the regional seismic profile «TATSEIS»	548

Научное издание

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕВРАЗИИ И ШЕЛЬФОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

**Материалы IX Всероссийского литологического совещания
(с международным участием)**

Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.

Подписано в печать 12.09.2019.

Бумага офсетная. Печать цифровая.

Формат 60х84 1/16. Гарнитура «Arial». Усл. печ. л. 32,9.

Уч.-изд. л. 40,58. Тираж 210 экз. Заказ 121/9

Отпечатано с готового оригинал-макета
в типографии Издательства Казанского университета

420008, г. Казань, ул. Профессора Нужи́на, 1/37

тел. (843) 233-73-59, 233-73-28