

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

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



ЭКЗОЛИТ – 2021

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ: ЗАДАЧИ И РЕШЕНИЯ

Сборник научных материалов





2021 ОБЪЯВЛЕН В РОССИИ
«ГОДОМ НАУКИ И ТЕХНОЛОГИЙ»,
а также ГОДОМ 60-ЛЕТИЯ ПЕРВОГО ПОЛЁТА
ЧЕЛОВЕКА В КОСМОС



Облетев Землю в
корабле-спутнике, я увидел,
как прекрасна наша планета.
Люди, будьте храни́ты и приуко-
жайте́ эту красоту, а не разру-
шайте её! ✪
Г. Гагарин -

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ
КАФЕДРА НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ЭКЗОЛИТ – 2021
АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ:
ЗАДАЧИ И РЕШЕНИЯ

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ (научные чтения),

Москва, 25–26 мая 2021 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией *Ю. В. Ростовцевой*



МОСКВА — 2021

Организационный комитет:

Председатель: *Ю. В. Ростовцева*

Члены: *К. М. Седаева, В. М. Сорокин, Т. А. Шарданова, Е. В. Карпова, Н. Н. Кузнецова*

Экзолит – 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Годичное собрание (научные чтения). Москва, 25–26 мая 2021 г. : сборник научных материалов / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М. В. Ломоносова; под ред. Ю. В. Ростовцевой. – Москва : МАКС Пресс, 2021. – 204 с.

ISBN 978-5-317-06618-5

<https://doi.org/10.29003/m2017.exolith-2021>

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ-2021», проводимых по тематике «Актуальные проблемы литологии: задачи и решения» в 2021 году, объявленном в России «Годом науки и технологий» и являющимся годом 60-летия первого полета человека в космос. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся задач и решений современных исследований в области литологии, а также развития новых направлений в изучении осадочных образований.

Сборник представляет интерес для специалистов разных направлений, занимающихся комплексными исследованиями строения верхней части литосферы, а также вопросами всестороннего анализа экзолитов.

Ключевые слова: осадочные породы, современные литологические исследования, методы изучения осадочных комплексов, генетический и стадийный анализы, обстановки седиментации, палеогеографические реконструкции.

УДК 55
ББК 26.3

Exolith – 2021. Actual problems of lithology: objectives and approaches. Annual meeting (scientific readings) dedicated to the 2021 year, declared in Russia as the «Year of Science and Technology» and being the 60th anniversary of the first manned flight into space. Moscow, May 25–26, 2021 : collection of scientific materials. – Moscow : MAKS Press, 2021. – 204 p.

ISBN 978-5-317-06618-5

<https://doi.org/10.29003/m2017.exolith-2021>

The collection contains materials of the reports of the scientific readings «Exolith – 2021», held on the subject «Actual problems of lithology: objectives and approaches» and dedicated to the 2021 year, declared in Russia «Year of Science and Technology» and being the 60-th anniversary of the first manned flight into space. There are a wide range of issues related to the research of sedimentary successions.

The collection of the materials is of interest to geologists of various specialties who are engaged in the complex studies of the upper part of the lithosphere, as well as in the detailed lithological studies.

Key words: sedimentary rocks, recent lithological researches, methods for studying sedimentary complexes, genetic and stage analyzes, depositional environments, paleogeographic reconstructions.

ПРОГРАММА

Годичного собрания (научных чтений) секции осадочные породы МОИП
и кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии

МГУ имени М.В. Ломоносова

ЭКЗОЛИТ-2021

Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

25 мая 2021 г.

Регистрация участников научных чтений, начало в 9.30

Утреннее заседание

10.00–10.20

Вступительное слово Оргкомитета. О концепции развития литологических исследований в последней редакции.

10.20–10.40

Кузнецов В.Г. Изучение соотношения эволюции жизни и осадочного процесса как одно из направлений развития литологии.

10.40–11.00

Савко А.Д. Фациальный и стадийный анализы – основные методы литологии при поисках полезных ископаемых (на примере аптских отложений Воронежской антеклизы).

11.00–11.20

Лебедев М.В. О смысле понятия «генетически взаимосвязанная последовательность отложений» и его использовании в геологии осадочных образований.

11.20–11.40

Гончаренко О.П., Московский Г.А., Шелепов Д.А. Постседиментационные процессы в галогенных отложениях, их роль в формировании полезных ископаемых в солях, надсолевых и подсолевых отложениях.

11.40–12.00

Дронов А.В. Биогенные седиментационные структуры и текстуры в осадочной геологии.

12.20–12.40

Левитан М.А. Плейстоценовые потоки осадочного вещества в Мировом океане

12.40–13.00

Янина Т.А., Бердникова А.А., Сорокин В.М. Антропоцен Каспия.

Перерыв 13.00–14.00

Вечернее заседание

14.00–14.20

Немова В.Д. Техноморфизм, как часть техногенеза: теория и проблематика исследований.

14.20–14.40

Малышева Е.О., Карнюшина Е.Е. Секвенсная стратиграфия и фации осадочных бассейнов «клиноформенного строения».

14.40–15.00

Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Карбонатные микробиолиты – морфология, состав, механизмы и обстановки образования.

15.00–15.20

Тугарова М.А. Стадиальные процессы в карбонатных породах нефтегазоносных комплексов.

15.20–15.40

Карпова Е.В. Минерально-структурные ассоциации гидротермальных флюидов в породах баженовско-абалакского комплекса Красноленинского свода.

15.40–16.00

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Рыжкова С.В. Типы разрезов баженовской свиты юго-востока Западной Сибири.

16.00–16.20

Чуркина В.В. Гидротермальные процессы в породах баженовской и абалакской свит площади Ем-Ега.

16.20–16.40

Карнюшина Е.Е. Юрченко А.Ю. Условия природной карбонатизации отложений верхнего валанжина Уренгойского месторождения.

16.40–17.00

Рахимова Е.В., Агафонов Г.В., Гутман И.С. Детальная корреляция и строение нижне-среднекаменноугольных отложений юго-западного борта Бузулукской впадины.

17.00–17.20

Бояршинова М.Г., Девятка Н.П. Особенности развития южной части Южно-Татарского свода в фаменское время.

17.20–17.40

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

Сравнительный анализ доманикитов Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины.

17.40–18.00

Обсуждение материалов докладов

Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

26 мая 2021 г.

Утреннее заседание

10.00–10.20

Янина Т.А., Сорокин В.М. Система Понто-Каспий-Средиземноморье в последнюю ледниковую эпоху. Корреляция отложений и событий.

10.20–10.40

Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т., Лобачева Д.М. Этапы осадконакопления и литофациальное строение хвалынских отложений Северного Прикаспия.

10.40–11.00

Бердникова А.А. Ограничения использования изотопно-кислородного метода в качестве палеотермометра в Каспийском море.

11.00–11.20

Найдина О.Д., Ричердс К. Распространение осадков акчагыльского моря как отражение изменений климата на севере Кавказско-Каспийского региона.

11.20–11.40

Болиховская Н.С. Климатостратиграфия и ландшафтно-климатические условия образования лессово-почвенной толщи разреза Отказное (Восточнее Предкавказье).

11.40–12.00

Болиховская Н.С. Основные этапы образования лессово-почвенной толщи разреза Стрелица (Окско-Донская лёссовая область).

12.20–12.40

Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Судакова Н.Г. Геологическое строение и палеогеография плейстоцена Среднего Дона.

12.40–13.00

Ивановская Т.А., Зайцева Т.С. Терригенные разновидности зерен глауконит-иллитового ряда в маастахской свите нижнего венда Оленекского поднятия.

13.00–14.00 Перерыв

Вечернее заседание

14.00–14.20

Агафонова Г.В., Туров А.В., Андрухович А.О. Строение седиментационных циклитов в титонских отложениях юго-западного Крыма (р. Тонас).

14.20–14.40

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. О строении горы Куштау (Башкирское Приуралье).

14.40–15.00

Громов П.А., Борисенков К.В. Обстановка осадконакопления нижнекембрийских турбидитов северо-западного Таймыра.

15.00–15.20

Тесакова Е.М. Комплексное использование бентосных фораминифер и остракод в методе морфогрупп.

15.20–15.40

Полякова Е.И. Микропалеонтологические индикаторы ледово-морского осадконакопления в Арктике.

15.40–16.00

Киселева Д.В., Гайнанова А.Р., Шиловский О.П., Хасанов Р.Р. Распределение микроэлементов в костной ткани пермских тетрапод.

16.00–16.20

Голованова О.В. Специфика неоднородности кремненакопления абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу).

16.20–16.40

Носкова Е.С., Агафонова Г.В. Тектониты в составе чингасанской серии Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж).

16.40–17.00

Обсуждение материалов докладов

Аудитория библиотеки геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

26 мая 2021 г.

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

10.00–10.20

Максимова Е.Н., Тугарова М.А. Комплексные учебные курсы в периметре компании ПАО «Газпромнефть».

10.20–10.40

Капустина Ю.С. Виртуальные модели обнажений горных пород как инструмент для лучшего понимания геологии недр.

10.40–11.00

Кудаманов А.И., Карих Т.М. Влияние вулканических процессов на формирование аноксидных эпизодов в позднем мелу Западной Сибири.

11.00–11.20

Храмцова А.В. Литолого-фациальный анализ отложений сортымской свиты севера Западной Сибири.

11.20–11.40

Максимова Е.Н., Чертина К.Н., Вилесов А.П. Изолированные рифы и карбонатные банки позднеосинской внутришельфовой впадины (нижний кембрий Сибирской платформы).

11.40–12.00

Павленко К.В., Татаринцева А.А., Титов Ю.В., Сазонова Т.В. Обстановки осадконакопления и особенности строения верхнеюрских отложений Толумского месторождения.

12.20–12.40

Титов Ю.В., Астаркин С.В., Галимова Г.М., Гудушкина О.В. Вещественный состав и условия осадконакопления нижнемеловых отложений Пякяхино-Хальмерпаютинского вала.

12.40–13.00

Епишева О.В. Влияние вторичного минералообразования ачимовских резервуаров усть-балыкской свиты немчиновской группы месторождений на емкостные свойства их коллекторов.

13.00–13.40 Перерыв

Вечернее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

13.40–14.00

Муллакаев А.И., Ормонов С.А., Хасанов Р.Р. Морфология обломочной компоненты шешминских битумонасыщенных песчаников.

14.00–14.20

Дернова Е.О., Стукалова И.Е., Исаходжаев Ф.Б. Особенности структуры порового пространства углей разных марок.

14.20–14.40

Соломон М.В., Гончаренко О.П. Калийный седиментогенез и постседиментационные преобразования солей в пермском солеродном бассейне западного и северо-западного обрамления Прикаспийской впадины.

14.40–15.00/14.40–15.20

Никулин И.И. Рифейская красноцветная формация северо-западного обрамления Сибирской платформы.

Никулин И.И., Пономарев О.Б. Распространение карналлита в отложениях кунгурского яруса на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы.

15.00–15.20/15.20–16.00

Попков В.И. Некоторые принципиальные вопросы литологии фундамента молодых платформ.

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Каменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс п-ова Бузачи.

15.20–15.40/16.00–16.40

Черешинский А.В. Аптский промежуточный коллектор Воронежской антеклизы: распространение, характеристика, алзамоносность.

Черешинский А.В., Шевырев Л.Т., Савко А.Д. Ультратонкое золото в породах осадочного чехла Воронежской антеклизы.

15.40–16.00/16.40–17.20

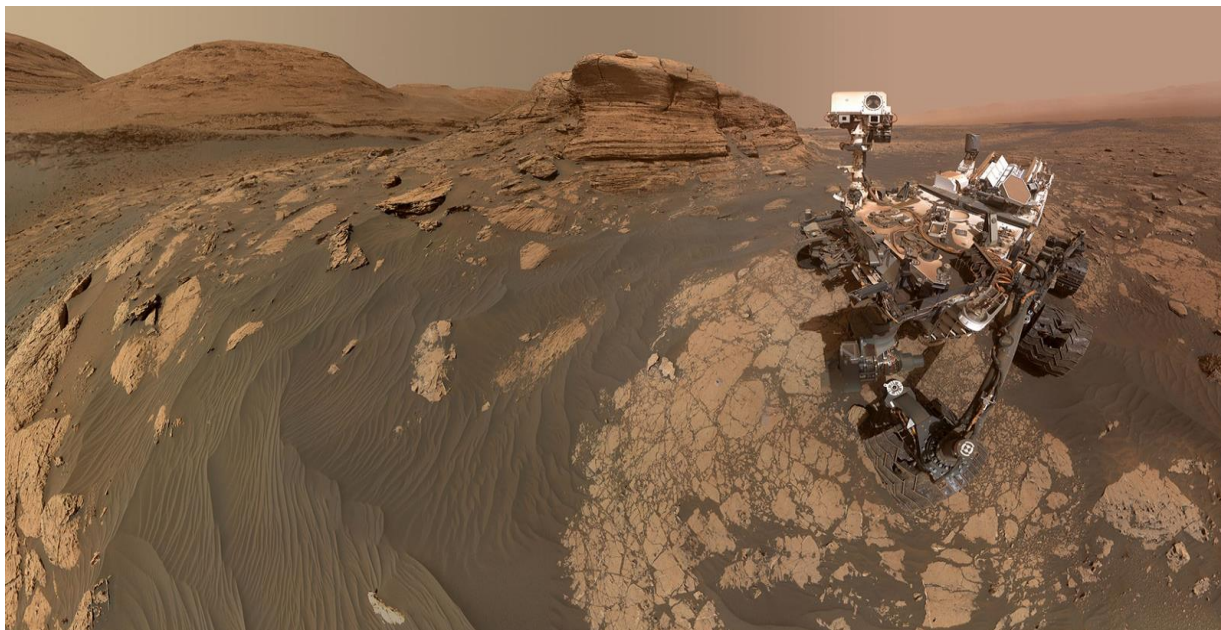
Маленкина С.Ю. Литолого-фациальная характеристика нижнемеловых свит различных районов Москвы и окрестностей.

Маленкина С.Ю. Породы осадочного происхождения в облицовке Главного здания МГУ.

Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

17.00–18.00

Заккрытие научных чтений



ВСТУПЛЕНИЕ

Ю.В. Ростовцева

МГУ имени М.В. Ломоносова

О КОНЦЕПЦИИ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПОСЛЕДНЕЙ РЕДАКЦИИ

В России 2021 г. объявлен «Годом науки и технологий». Это хороший повод ещё раз обратиться к обзору научных достижений в литологии, а также задач стоящих при изучении осадочных образований (экзолитов). В 2010 году Межведомственный литологический комитет Отделения наук о Земле РАН (МЛК РАН) (в настоящее время Научный совет по проблемам литологии и осадочным полезным ископаемым Отделения наук о Земле РАН (НС ЛОПИ РАН)), под руководством О.В. Япаскурта, опубликовал проект «Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне» [1], позднее утвержденный на 6-м Всероссийском литологическом совещании в 2011 году (г. Казань) [2]. Проект был разработан по поручению Бюро ОНЗ РАН от 10.02.2009 г. После этого данный вопрос на столь высоком уровне ещё пока не обсуждался.

В подготовленном проекте указывался перечень научных задач и приоритетных направлений, которые необходимо было реализовывать для возрождения и развития литологии. Предлагалось особое внимание уделять решению следующих актуальных проблем [1, 2]:

1–2) **дальнейшему познанию** современного океанского седиментогенеза, а именно, изучению микро- и наночастиц, содержащихся в атмосфере и гидросфере (направление школы академика А.П. Лисицына); подводных гидротермальных процессов; генетических характеристик океанских и морских осадков; керна глубоководных скважин; закономерностей седиментогенеза Арктических морей;

3) **реконструкции процессов** осадкообразования геологического прошлого (седиментогенеза дочетвертичных периодов), совершенствуя методику литолого-фациального анализа на основе системно-формационного подхода; внедрению в практику литологических работ системного методологического принципа; комплексированию геофизических и литологических данных при изучении строения нефтегазоносных и рудоносных осадочных бассейнов фанерозоя и докембрия (направления школ академика А.Н. Дмитриевского, академика А.Э. Конторовича, уральских литологов УГГУ и ИГГУрО РАН (проф. В.П. Алексеев, А.В. Маслов и др.), томских, казанских, саратовских, Санкт-Петербургских (Ленинградских), московских литологов (ГИН РАН, МГРИ-РГГРУ, РГУ нефти и газа, МГУ и др.) и др.);

4) **развитию стадийного анализа**, где «стратисфера рассматривается как самоорганизующаяся и динамично развивающаяся органо-минерально-породно-флюидная система, которая сама в определенных обстоятельствах активно влияет на постседиментационный рудогенез» (например, одно из направлений школы литологов МГУ, академика А.Э. Конторовича и др.);

5) **разработке направления** «литогенез и геодинамика геосфер» считая, что тектонический фактор непосредственно, а чаще опосредовано, управляет процессами осадко- и пороодообразования через рельеф, климат, темпы погружений или воздыманий дна бассейна и проч. (например, одно из направлений школы литологов МГУ (О.В. Япаскерт), ГИН РАН и др.);

6) **проведению исследований** «в тесной взаимосвязи с интересами других геологических наук, в том числе, учения о полезных ископаемых», включая дальнейшее развитие тематики «литогенез и стратиформенный рудогенез» (например, одно из направлений Воронежской школы литологов (А.Д. Савко и др.) и др.);

7) **разработке направления** «эволюции осадочного процесса в зонах осадкообразования и в стратисфере на протяжении всей геологической истории Земли», рассматривая вопросы реконструкции условий докембрийского седименто- и литогенеза (школа академика А.В. Сидоренко и др.), геохимии осадочного процесса (В.Н. Холодов, Я.Э. Юдович и др.), влияния бактериального фактора на формирование осадочных пород (школа академика А.Ю. Розанова и др.).

Прошло десять лет после утверждения данного проекта. Что нового произошло за это время в литологии? Какие новые идеи и тенденции появились в исследованиях осадочных образований? Этот сборник содержит научные материалы, которые отчасти дают ответы на эти поставленные вопросы.

Последние годы показали, что кроме вышеперечисленных проблем интерес также вызывает обсуждение целого ряда самых общих задач, среди которых:

- 1) углубление и расширение проведения междисциплинарных исследований в области литологии;
- 2) создание общемировой базы литологических данных по разным природным объектам и процессам («глобализация литологии»);
- 3) цифровизация литологических исследований (цифровой керн, цифровой шлиф, использование специализированных программ и т.д.);
- 4) создание новых научных направлений, в том числе, связанных с воздействием человека на природную среду, влияние которого всё более возрастает на действие процессов осадко- и пороодообразования (например, «техноморфизм» по В.Д. Немовой и т.д.);
- 5) дальнейшее совершенствование теорий литогенеза Земли (дискуссии о принципах выделения типов литогенеза, границах стадий пороодообразования, наличии подводного выветривания, роли эндогенных процессов на формирование углеводородов, источниках вещества и т.д.) и продолжение разработки основ «Литологии планетных тел»;
- 6) использование возможностей литологии в решении самых разных практических задач, включая поиски и разведку месторождений нефти и газа;
- 7) подготовка литологов нового поколения, способных интегрироваться в многопрофильные научные коллективы, используя принцип «обучение через исследование».

Литература

1. Обзор концептуальных проблем литологии. М.: ГЕОС, 2012, 120 с.
2. Япаскерт О.В. Основы концепции развития литологических исследований на современном уровне. Проект для обсуждения на 6-м Всероссийском литологическом совещании 2011 года. М.: Макс Пресс. 2010. 30 с.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ: ОБЗОР ПРОБЛЕМ И ЗАДАЧ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.И. Антошкина

Институт геологии имени акад. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Теоретическое осмысление фактического материала по объекту своего исследования только тогда становится реальным, когда исследователь глубоко понимает и знает процессы его формирующие. В.И. Вернадский (1937) говорил «*о заселении всей оболочки Земли бактериальной жизнью*», но процесс полного признания этого факта был очень длительным. В середине XX в. в учебниках, ставших основой мировоззрения поколений геологов, роль живых организмов сводилась к происхождению скелетных песков, органогенных построек, рифов и к несколько более крупным, чем иловые, частиц для карбонатных пород, и преобразованию первичных осадочных текстур. Сейчас, когда решающая роль биологических процессов в формировании карбонатных пород признается почти всеми специалистами, многие из них продолжают рассматривать их как продукты преимущественно физических и химических процессов.

В настоящее время в связи с развитием современных сверхтонких физических методов можно заглянуть вовнутрь самих геологических объектов. В результате появилось огромное количество экспериментальных и природных доказательств роли микроорганизмов, и прежде всего архей и бактерий, в процессах образования осадков и формирования из них осадочной породы. Многочисленные исследования последних лет

показывают, что химическое осаждение карбоната зависит не столько от солености и концентрации карбонатов в воде, сколько от величины рН, определяемой, главным образом, жизнедеятельностью водорослей и бактерий. Сегодня для активно работающих исследователей уже понятно, что микробные маты – наиболее древние из известных на нашей планете экосистем – имеют огромное значение для понимания истории Земли. Признаки влияния микробных матов на процессы осадконакопления установлены даже в весьма древних (~3.5 млрд лет) осадочных последовательностях, и это свидетельствует, что жизнь, геохимические и седиментационные процессы тесно взаимосвязаны. Этот факт привел к тому, что существенным образом пересматривается природа карбонатных пород и руд, особенно тех, которые считались химическими производными. Такой переворот в сознании исследователей на понимание эволюции современного и древнего мира расширил их взгляд на хорошо известные литологические тела и определил новые направления исследований в процессе осадочного породообразования – биогеологию, бактериальный и флюидный литогенез. Усилилось внимание на эксперименты с микроорганизмами, их влияние на процессы осадкообразования, на скорость, температуру и химизм вод, участвующих как катализатор первичных диагенетических процессов и формирующих первичные накопления осадков. Изучение процессов современного карбонатонакопления в океанских глубинах позволяет говорить не только о важном влиянии микроорганизмов, но и объяснить, что углеродсодержащие газы и воды, поступающие из геологических активных областей, являются первичным источником массового скопления бактериальных сообществ, включающихся в цикл формирования осадков и породы. Они активизировали процессы, происходившие в придонных водах и осадках, ионный обмен с морской водой, высачиваниями и потоками газофлюидов, участвовавшими в эволюции морских осадочных бассейнов.

Другим важным направлением в карбонатном осадконакоплении остается изучение процессов седиментации на морских карбонатных платформах разных морфотипов. Этой проблеме сейчас уделяется много внимания зарубежных исследователей, часто связанных с проблемами формирования скоплений углеводородного сырья. В одной из последних работ (Reimer, 2021), опубликованных в журнале «Седиментология», рассматриваются вопросы моделей морских карбонат-продуцирующих систем (carbonate fabrics), основанных на характере осаждения карбонатного материала. Помимо традиционных факторов, контролирующих морское карбонатонакопление, в этих процессах принимают участие и специфичные факторы, влияющие на карбонатные системы: океанские течения, апвеллинговые и неапвеллинговые системы, системы океан-атмосфера, атмосферные системы, динамика мелководья, а также поступление материала и воды с суши.

Каждая карбонатная система имеет свое собственное пространство продуцирования осадка, связывающее оптимальное производство осадка с выбранным контролем окружающей среды. Производство осадка в тропической системе зависит от света и

температуры и отрицательно влияет на питательные вещества. Поступление и вынос донных отложений зависит от размеров мелководных участков в пределах фотической зоны. Холодноводная коралловая система зависит от питательных веществ, но не зависит от света. Образование отложений связано с поступлением питательных веществ, обеспечивающих рост кораллов. Прохладноводная система показывает сильную связь с питательными веществами и температурой воды, причем части ее зависят от света, например, производство осадка в среде, где преобладают водоросли. Минералогия осадков и зона их образования в пределах области с высокой гидродинамикой управляют распределением карбонатных отложений, сравнимым с терригенным. Микробная система зависит от питательных веществ и в некоторой степени от температуры и света. Планктонная система зависит от изменений света, температуры и питательных веществ, приводящих к флуктуирующим пелагическим выпадениям.

Исследования рифового карбоната накопления сейчас сосредоточены на современных мелководных платформенных системах, реже на ископаемых глубоководных холмах. Такое предпочтение определяется в основном доступностью и наиболее понятными примерами крупных карбонатных тел. Важно отметить, что современные исследователи океанских глубин часто называют значительные участки поселения глубоководных коралловых «зарослей» холмами и даже рифами, не связывая их распространение с источниками питательных веществ. Работа с этими образованиями должна дать интересные сравнения с их мелководными аналогами, особенно в отношении воздействия на организмы и внешний вид строивших их организмов, так существенно различающиеся обстоятельства развития мелководных и глубоководных органогенных построек. Этот вопрос напрямую связан с бытующим до настоящего времени довольно свободным обращением с понятием «риф», несмотря на то, что изначально в него заложена важная генетическая информация.

Отличительным аспектом карбонатных платформ является преобладающая роль организмов в производстве, переработке и/или улавливании карбонатных осадков, даже в докембрийских примерах. Из-за эволюционных изменений в этом сильном биотическом влиянии сделать выводы о карбонатных платформах труднее, чем о большинстве других осадочных систем. Меняющиеся закономерности в предоставлении об условиях обитания (например, между теплыми и ледниковыми климатическими режимами) также наложили свой отпечаток на фациальную геометрию платформ, в свою очередь, способствуя эволюции ее биоты. Следовательно, упрощенные аналогии между современными и древними платформами могут привести к неверным интерпретациям того, на что они были похожи и как образовались. Результаты геологического анализа платформы зависят от выявления иерархии взаимодействия ее конструкторов. На самом низком уровне находятся те, которые структурируют сообщества, часто с тафономической обратной связью. На физиографию и фации платформы, в том числе на временные границы существования ее системы в больших масштабах времени и

пространства, накладывают свой отпечаток: тектоника, устойчивость климата и океанографические факторы.

На современном этапе состояния карбонатной седиментологии важными и необходимыми являются следующие направления исследований: 1) диагностика разных типов рифовых экосистем; 2) фундаментальные основы карбонатного осадконакопления в разных обстановках седиментации и его взаимосвязь с бактериальным и газофлюидными типами литогенеза; 3) роль микробных карбонатов в рифообразовании и 4) взаимосвязь геохимических условий при образовании карбонатных минеральных форм.

Г.А. Беленицкая

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

УЧАСТИЕ ВОСХОДЯЩИХ ИНЪЕКЦИОННЫХ РАЗГРУЗОК В ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССАХ

Одним из перспективных актуальных направлений современной осадочной геологии, продолжающих и развивающих традиции плеяды замечательных ученых-литологов XX века, является междисциплинарная фундаментальная проблема «Инъекционные системы Земли, их разгрузка, геологические следствия». В последние десятилетия эта проблема становится ключевой в ряде наук о Земле как в России, так и за рубежом. В наибольшей мере это касается разных областей осадочной геологии: литологии, морской геологии, событийной стратиграфии, соляной тектоники, нефтегазовой геологии, минерации осадочных бассейнов и смежных дисциплин. Она также затрагивает ряд важных, но пока менее освещенных аспектов «горячих» взаимодействий экзогенно-эндогенных систем. Детальный системный анализ ряда ключевых вопросов рассматриваемых проблем выполнен, в частности, коллективом ВСЕГЕИ, руководимым автором, в ходе многолетних целенаправленных комплексных исследований, поддержанных РФФИ. Выполнено критическое обобщение литературных данных, а также материалов, полученных авторами [1–4 и др.]. Важнейшие аспекты обсуждаемой проблемы освещены в ряде монографий и статей последних лет. Наиболее полный комплексный обзор приведен в работе [1]:

Для осадочной геологии среди инъекционных разгрузок (лат. *injection* – вбрасывание, впрыскивание) основное значение имеют «холодные» (термин П.Н. Кропоткина), не обнаруживающие явных признаков связи с магматизмом. Эти разгрузки реализуются в виде инъекций двух основных групп: 1) *флюидных (газово-жидких)* и 2) *текуче-породных (литокинетических) масс*. Обе группы нередко совместно именуемых флюидными. Они регулируются, главным образом, сейсмостектонической активностью недр.

За последние десятилетия наши знания о разных типах современных и былых разгрузок и об их седиментационных производных существенно расширились. Этому способствовали итоги международных морских геолого-геофизических исследований, в ходе которых в субаквальных обстановках, в том числе глубоководных, было выявлено чрезвычайно широкое распространение восходящих разгрузок, изучены реакции на них со стороны бассейновых экосистем и раскрыты детали их отражения в седиментогенезе.

Картина *современной «выводной» инъекционной активности* недр охарактеризована в работах как отечественных авторов (А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов, А.Ю. Леин, А.И. Блажчишин, М.К. Иванов, Е.Ф. Шнюков, Р.Р. Рахманов, В.Н. Холодов, Б.М. Валяев, А.Н. Дмитриевский, Ю.О. Гаврилов, Э.М. Прасолов и др.), так и многочисленных зарубежных исследователей. Растет также число публикаций, в которых в разрезах осадочных серий разных регионов и возрастов расшифровываются признаки *былых инъекционных разгрузок*, синхронных палеоседиментогенезу (Е.Ф. Шнюков, Ф. Трусхейм, Р.Р. Рахманов, А.Е. Лукин, Е.Г. Песков, Ю.Г. Цеховский, В.И. Муравьев, К.Г. Каледа, Н.А. Ахметьев, Н.Г. Музылев, В.Г. Колокольников, В.Н. Холодов, В.В. Зайков, Н.С. Бортников, Я.Э. Юдович, Ю.О. Гаврилов и др.).

К настоящему времени в разной мере разработаны, охарактеризованы и проиллюстрированы на региональном и глобальном материале следующие базовые аспекты проблемы. 1. Сфера осадконакопления обозначена как область современного и древнего масштабного восходящего стока из недр разнообразных инъекций: *флюидов* (минерализованных вод и рассолов, нефтей, газов) и *текучих породных (литокинетических) масс* (пластичных соляных, глиняных и др. и разжиженных флюидизированных), а также их сочетаний. 2. Систематизирован набор «ответных» инъекционно-осадочных объектов. 3. Уточнена и адаптирована к задачам осадочной геологии понятийно-терминологическая база. 4. Разработаны согласованные типизации восходящих разгрузок и их инъекционно-седиментационных производных. 5. Обоснована общая геолого-генетическая модель процессов инъекционно-осадочного пороодо- и рудообразования, регулируемых эндогенной активностью недр. 6. Для типовых геодинамических регионов охарактеризованы породные и рудно-породные инъекционно-осадочные парагенезы. 7. Систематизированы признаки участия в их образовании инъекционных разгрузок: вещественные, биотические, морфоструктурные, пространственные и др. 8. Впервые на глобальном и региональном материале обоснована новая регенерационная модель соленакопления при участии глубинных разгрузок более древних погребенных рассольно-соляных масс. 9. Прослежены корреляционные связи уровней развития в разрезах инъекционных проявлений с фазами эндогенной активности недр. 10. Предложен расширенный вариант классификации типов литогенеза, включающий инъекционно-осадочный класс.

Продолжаются исследования по использованию полученных итогов в разных областях «холодной» инъекционно-осадочной геологии (событийной стратиграфии,

соляной тектонике, нефтегазовой литологии, минерагении осадочных бассейнов и др.), а также в ряде направлений, касающихся «горячих» экзогенно-эндогенных взаимодействий.

Литература

1. *Беленицкая Г.А.* Соли Земли. Тектонические, кинематические и магматические аспекты геологической истории. М.: ГЕОС, 2020. 606 с.
2. *Belenitskaya G.A.* Salt systems of the Earth: distribution, tectonic and kinematic history, salt-naphthids interrelations, discharge foci, recycling. USA. Wiley, 2018. 714 p.
3. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. Авт.: Е.А. Басков, Г.А. Беленицкая, С.И. Романовский и др. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
4. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России / Отв. ред. Г.А. Беленицкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. 624 с.

Н.И. Бойко

ЮФУ, г. Ростов-на-Дону

О РОЛИ РИФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЗВИТИИ МОРСКОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Морские галогенные формации, с которыми связаны месторождения каменной и калийных солей, известны во многих районах мира среди отложений различного геологического возраста – от докембрия до плейстоцена. Формирование их происходило в условиях аридного климата в лагунах, морских заливах, эпиконтинентальных и внутриконтинентальных морях. Бассейны галогенной седиментации были приурочены обычно к краевым прогибам платформ, крупным синеклизам, грабенам и другим отрицательным структурам, расположенным чаще всего на границе платформенной и геосинклинальной областей.

Все галогенные бассейны прошлого, как это достаточно хорошо установлено, отделялись от морской питающей провинции зонами островов, кос или поднятиями в рельефе дна, игравшими роль бара. Теория баров, предложенная сто пятьдесят лет назад К. Оксениусом [1], за прошедшие десятилетия была существенно дополнена новыми представлениями об условиях образования ископаемых солей [2, 3, и др.], в частности об активном влиянии тектонических движений на характер баровых перемычек, размеры и конфигурацию проливов, от которых зависел объем поступления морских вод в солеродные бассейны. Вместе с тем оставалось совершенно не ясным, каким образом в течение длительного геологического времени накопления мощных и однородных галогенных формаций, при высокой тектонической активности всей площади бассейна галогенной седиментации, сохраняется постоянный гидродинамический режим его питания.

Как показывает анализ геологических материалов, практически всем хорошо изученным галогенным формациям сопутствуют рифогенные образования, являющиеся по отношению к ним как подстилающими, так и фациально замещающими [4]. Нами установлено, что пространственное сонахождение галогенных и рифогенных образований является генетически обусловленным. Биогермообразование так же, как и галогенез, получает развитие на границах областей с различным тектоническим режимом. Наиболее интенсивно этот процесс проявляется вдоль приподнятых тектонических зон, характеризующихся необходимыми для биогермообразования условиями – мелководностью участка моря, высокой температурой, хорошей циркуляцией воды, обеспечивающей приток питательных веществ для жизнедеятельности бентосных колониальных организмов, отсутствием привноса терригенного материала. Такие условия наблюдаются в областях с аридным климатом на участках баровых перемычек, отделяющих бассейн галогенного осадконакопления от морской питающей провинции. Направленная циркуляция вод из открытого моря в зону шельфа обеспечивается здесь падением уровня воды в галогенном бассейне за счет её интенсивного испарения.

Образование на тектонически приподнятых баровых участках органических построек ещё более способствует изоляции бассейна галогенной седиментации от моря с нормальной солености воды. Роль рифогенных сооружений состоит не только в том, что они являются биологическим баровым телом, но также и в том, что, благодаря своим экологическим особенностям, они компенсируют тектонические движения в области баровой перемычки, оставаясь, независимо от характера последних, на приливно-отливном уровне моря.

Таким образом, рифогенные образования являются автоматическим природным регулятором, стабилизирующим гидродинамический режим эвапоритового бассейна. Вместе с этим рифогенные структуры, возникшие в подстилающих отложениях, существенно влияют на рельеф дна и характер очертаний бассейна галогенной седиментации, расчленяя его на отдельные полузамкнутые прогнутые участки, что является одним из основных условий дифференциации галогенных отложений по мощности и составу.

Исходя из всего вышеизложенного, можно считать доказанным, что галогенное и биогермное породообразование являются генетически взаимосвязанными в едином геологическом процессе, проявляющемся с некоторыми характерными особенностями при формировании всех типов морских галогенных формаций. Тесная взаимосвязь галогенного и биогермного породообразования имеет характер четко выраженной закономерности, проявляющейся на протяжении длительного геологического времени.

Установленная закономерность хорошо объясняет факты сонахождения галогенных и биогермных образований и открывает новые возможности для прогнозирования связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Анализ

геологических материалов по соленосным регионам показывает, что локализация залежей калийных солей, как правило, связана с межриффовыми зонами, обрамленными рифогенными образованиями подстилающих соли отложений. Здесь же наблюдается наибольшая мощность и полнота разреза галогенной толщи. Рифовые массивы, получившие развитие на территории галогенных бассейнов, обладают хорошими коллекторскими свойствами и часто являются нефтегазоносными. Поиски участков их распространения могут успешно проводиться на основании изучения мощностей и фаций перекрывающих эвапоритовых отложений.

Выполненными исследованиями установлена сопряженность процессов генетически взаимосвязанного рифогенного и галогенного породообразования с рудогенезом [5–7]. Эта связь проявлялась как на постседиментационной стадии существования осадочно-породных бассейнов, так и во время их седиментационного становления. Источником оруденения в рифогенных комплексах, на седиментационной стадии их формирования являлись халькофильные элементы глубоководной части моря и областей денудации. На постседиментационной стадии развития рифогенно-эвапоритовых осадочно-породных бассейнов рудообразование в органогенных постройках осуществлялось в результате гравитационно-рассольного и элизионного катагенеза.

Литература

1. *Ochsenius C.* Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Halle, Germany C.E.M. Pfeffer, 1877. 172 S.
2. *Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328с.
3. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
4. *Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С.* О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Советская геология. 1977. № 12. С. 8–21.
5. *Бойко Н.И.* Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 145–152.
6. *Бойко Н.И.* К металлогении рифогенных комплексов // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 18–25.
7. *Бойко Н.И.* О золоторудной минерализации в позднеюрских рифогенных образованиях Северного Кавказа // Доклады РАН. 2000. Т. 370, № 3. С. 350–352.

О.П. Гончаренко, Г.А. Московский, Д.А. Шелепов

ФГБОУ ВО «Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского», г. Саратов

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ, ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СОЛЯХ, НАДСОЛЕВЫХ И ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Постседиментационные процессы в породах галогенных формаций приводят к изменению первичных парагенезисов солей, минеральным новообразованиям, соляному карсту и соляному метасоматозу [1, 2, 3]. К ним приурочены существенные изменения в составе вод подсолевых и надсолевых отложений. С процессами геохимической эволюции подземной гидросферы в эпоху галогенеза и в постгалогенной истории связано накопление в рассолах бора, брома, других микроэлементов. Постседиментационные преобразования соленосных толщ сопровождаются образованием в надсолевых отложениях самородной серы, медистых месторождений мансфельдского типа, в мобилизации и миграции ряда рудных элементов [4]. Обобщение этих фактов позволяет говорить о единой модели гало-, рудо- и нефтидогенеза [5, 2, 1]. Как отмечается К.А. Мавриным [4], Г.А. Беленицкой [6], Л.Г. Богашовой [7] в процессах преобразования захороненного органического вещества весьма существенное значение играют захороненные рассолы в породах, подстилающих галогенные отложения, в которых осуществлялись процессы первичной эмиграции жидких и газообразных углеводородов, их вторичная миграция и аккумуляция. Экранирующая роль самих солей определяет высокую степень сохранности залежей углеводородов. Высокая минерализация вод соленосных бассейнов способствует выделению углеводородов в свободную фазу и формирование газовых скоплений. Соленосные отложения оказывают влияние на формирование вторичной пористости и проницаемости подсолевых терригенно-карбонатных пород и формированию коллекторов на больших глубинах. Подземное выщелачивание солей приводит к образованию линз солей в терригенных породах, образованию ложных козырьков, усложнению форм склонов соляных куполов [1]. Все эти проблемы имеют большое практическое значение для Предуральско-Прикаспийского региона. Из упомянутых выше проблем рассмотрим лишь часть, связанную непосредственно с галогенными породами и вопросы миграционных процессов в солях.

Галогенные породы, образовавшиеся на хлоридной стадии галогенеза, представляют собой легко преобразующиеся компоненты осадочных отложений. Поэтому их изменение начинается еще на стадии раннего диагенеза, когда только что отложившиеся калийные и калийно-магниевые соли могут частично растворяться при опреснении рапы бассейна, способствуя расслоению седиментационного рассола. Такое

расслоение иногда устанавливается даже в основании галитовой зоны, когда раннедиагенетический донный галит отлагался из рапы, концентрация K^+ и Mg^{2+} в котором, в 2–2,5 раза превышала их содержание в поверхностной рапе [1]. Но для преобразования первичных парагенезисов калийно-магниевых солей важное значение имеет их подземное выщелачивание и замещение, которое, в последнем случае, рассматривается иногда как метасоматоз [2]. Раскрытие закономерностей этого процесса необходимо при интерпретации геофизических аномалий, устанавливаемых в толщах каменной соли и не выраженных в достаточной степени в их минеральном составе, при планировании разведочных работ на разрабатываемых месторождениях (в которых встречаются зоны замещения продуктивных пластов), в установлении зон проникновения вод, опасных для подземных выработок.

Как известно, М.Г. Валяшко уделял значительное внимание проблеме выщелачивания солей. Физико-химический анализ процесса растворения сложных солевых систем, выполненный им, показал, что при прогрессирующем выщелачивании последних, состав образующихся рассолов, по соотношению солей, стремится к составу исходной смеси [3]. При медленном течении процесса он должен сопровождаться образованием вторичных минералов. О составе вод выщелачивания хлоридных калийных солей можно, так же, судить и по закономерностям формирования конденсационных рассолов в калийных рудниках. Главное отличие вод выщелачивания хлоридных калийных солей – преобладание содержания ионов калия над магнием и весьма незначительное содержание ионов сульфата. Впрочем, количество сульфата в растворе определяется генезисом и составом растворов, выщелачивавших калийные соли. В том случае, если в процессе замещения, хотя бы частично, участвовала рапа бассейна или захороненные еще неметаморфизованные седиментационные рассолы или в составе замещаемых пород присутствовали сульфаты магния, то в растворах выщелачивания должна расти доля Mg^{2+} и SO_4^{2-} . Примеры таких замещений, устанавливаемых в кровле галогенных разрезов, рассматривались нами неоднократно [1].

Состав свободных рассолов, в той или иной степени, по нашему мнению, можно связывать с замещением карналлит-галитовых и бишофитовых пород ряда районов Прикаспийской впадины и ее обрамления. Основание для наших выводов об их генезисе – пониженное количество брома и магния по сравнению с их значениями для соответствующих стадий галогенеза.

Процессы замещения калиеносных пород в галогенных разрезах устанавливались рядом исследователей так же по структурно-минералогическим критериям. Изучение галогенных разрезов обрамления Прикаспийской впадины, Баскунчакской и Индерской солянокупольных структур так же показало, что выщелачивание хлоридных калийных и калийно-магниевых солей и замещение их галитом (галититом) вблизи соляного зеркала имели весьма значительные масштабы. К этому же явлению можно отнести образование

в разрезе соляного ядра солянокупольной структуры Индер карстовых полостей, сложенных шпатовым галитом и сильвином. Большие масштабы этого явления установлены для Гремячинского месторождения калийных солей. Значительное место здесь занимают так же процессы замещения карналлита сильвином на диагенетической стадии и образование шпатового сильвина. И даже галитовая зона здесь подверглась значительной перекристаллизации с участием вод хлоридно-кальциевого состава. Критерии выделения разностей галита, образовавшихся при процессах подземного замещения (метасоматоза) были недостаточно разработаны. Поэтому нами делались попытки использовать для этой цели результаты анализов включений в минералах.

Среди образцов галита, характеризующихся соотношением компонентов в рапе включений, соответствующим растворам замещения калийных солей, мы выделяем:

А) Разности шпатового крупнозернистого галита, встречающегося вблизи соляного зеркала и не содержащего типичных, зонально-расположенных включений (первый тип галита). В нем нередко присутствуют существенно газовые вакуоли, свойственные, обычно, сильвину или карналлиту. В отличие от последних, где давление в газовых включениях достигает нескольких десятков паскалей. Содержание K^+ в этих включениях изменяется в широких пределах (от 17,66 до 55,56 г/л), но всегда превышает количество магния.

Б) Седиментационный «перистый» галит (второй тип галита), образовавшийся из рапы, обогащенной ионами калия за счет растворения сильвина. Состав рапы в этом галите отличается от вышеописанных разностей несколько большей ролью магния и сульфата.

В) Шпатовый и «перистый» галит, образовавшийся при выщелачивании и замещении калийных и калийно-магниевых солей хлоридно-кальциевыми растворами. характеризуя весьма существенную роль хлоркальциевых растворов в их генезисе.

Приведенные выше результаты показывают, что по составу рапы включений можно с большей достоверностью выделять интервалы галогенного разреза, сложенные продуктами замещения хлоридных калийных и калийно-магниевых солей (да и не только хлоридных), неизменные разности которых могут быть встречены на данном стратиграфическом интервале по латерали или на больших глубинах. Галит в этих интервалах содержит, иногда, реликты кристаллов сильвина или карналлита или явные признаки их замещения, что, возможно, и определяет аномальность некоторых геофизических параметров в интервале новообразованных пород.

Литература

1. Гончаренко О.П., Московский Г.А., Шелепов Д.А. Особенности постседиментационных изменений и акцессорная минерализация в породах заключительных стадий галогенеза внешней бортовой зоны прикаспийской впадины // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2016. Т. 16. № 4. С. 237–240.

2. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд., переработанное – М.: Эpsilon плюс, 2013. – 368 с.
3. Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 398 с.
4. Маврин К.А., Колотухин А.Т. Некоторые особенности строения кунгурской соленосной формации, в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности южного Приуралья // Соленосные формации и практическое значение их изучение /под ред. М.А. Жаркова. Новосибирск: Изд-во Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1979. С. 115–117.
5. Петриченко О.И. Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев: Наукова думка, 1988. 128 с.
6. Беленицкая Г.А. Восходящие флюидные разгрузки как средообразующий фактор седиментогенеза // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: издательство Казанского университета, 2019. С. 38–40.
7. Богашова Л.Г. О генетической связи рудоносных гидротерм с солеродными бассейнами и подстилающими их терригенными отложениями. В кн.: Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. М.: Наука, 1985, С. 19–26

А.В. Дронов

ГИН РАН, г. Москва

БИОГЕННЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ В ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Биогенными седиментационными структурами или биоглифами [1] и ихнофоссилиями называются разнообразные следы жизнедеятельности (trace fossils) ископаемых организмов, сохраняющиеся в осадочных горных породах. Изучением их занимается палеоихнология, научная дисциплина, занимающая пограничное положение между палеонтологией и седиментологией. Обособление ее произошло довольно поздно. Первая монография по следам жизнедеятельности на русском языке вышла в 1966 г. [2]. Первый учебник появился в 1990 г. [3], а на русском языке – в 2006 г. [4]. Современное состояние дел в этой дисциплине отражено в учебниках А. Зейлахера [5], Л. Буато и М.Г. Мангано [6], а также в сборнике под редакцией Р. Бромли и Д. Кнауста [7]. В 2004 году в г. Трелев (Аргентина) был проведен первый Международный ихнологический конгресс и основана Международная ихнологическая ассоциация (ИА), официальным изданием которой является журнал *Ichnos*.

Следы жизнедеятельности традиционно рассматриваются как область изучения палеонтологии. Действительно, их исследование позволяет восстановить эволюцию поведения древних организмов. По меткому выражению одного из ведущих отечественных палеоихнологов Р.Ф. Геккера следы жизнедеятельности – это

«окаменевшее поведение» животного [8]. Кроме того, многие древнейшие организмы не имели скелета и следы жизнедеятельности – это все, что от них сохранилось. Однако палеонтологический аспект далеко не единственный, в котором можно изучать осадочные биогенные структуры и текстуры. Помимо структурной геологии (определение кровли и подошвы пласта), они могут быть использованы в стратиграфии, седиментологии, фациальном анализе и палеогеографии. Ихнофоссилии и ихнотекстуры могут рассматриваться даже как артистические объекты [9].

Долгое время считалось, что следы жизнедеятельности не имеют стратиграфического значения. Однако, в настоящее время, именно по следам жизнедеятельности, а именно, по первому появлению ихнофоссилии *Phycodes pedum* и началу «агрономической революции» [5, 6] проведена подошва кембрийской системы. Кроме того, была разработана, так называемая, «крузиановая стратиграфия» и построена стратиграфическая шкала, основанная на изучении следов передвижения и покоя *Cruziana* и *Rusophycus*, оставленных, предположительно трилобитоморфными организмами. Это позволило расчленить и скоррелировать толщу «Нубийских» песчаников в Северной Африке, которая практически не содержит остатков скелетной фауны. Продолжаются попытки разработать стратиграфическую шкалу по ихнофоссилиям рода *Arthropycus*. Распределение характерных следов жизнедеятельности может служить основанием для выделения местных стратиграфических подразделений (свит) и благодаря этому довольно широко используется в литостратиграфии.

Разнообразные следы сверления и рытья используются при выделении маркирующих поверхностей и горизонтов, что помогает при региональной корреляции естественных обнажений и буровых скважин (ихнокорреляция). Ихнофоссилии широко используются при идентификации ключевых поверхностей в секвентной стратиграфии и, в целом, при стратиграфических построениях, основанных на колебаниях уровня моря. Разработанная А. Зейлахером концепция ихнофаций [10] получила широкое распространение и развитие. Зависимость распределения организмов и их следов жизнедеятельности от глубины позволяет идентифицировать трансгрессивно-регрессивные ритмы с большой точностью и детальностью.

Следы жизнедеятельности, в особенности, морских беспозвоночных организмов, являются надежными индикаторами обстановок осадконакопления [6, 7]. Дело в том, что живые организмы гораздо более чувствительны к изменениям температуры, солености, насыщенности кислородом и гидродинамике придонных вод, чем собственно сам осадок. Поэтому использование следов их жизнедеятельности позволяет существенно уточнить палеофациальные и палеобатиметрические построения. При существенной биотурбированности осадка, вместо идентификации отдельных ихнофоссилий используются анализ ихнотекстур [7].

Осадочные седиментационные структуры, как и остатки скелетной фауны широко используются в палеогеографических и палеобиогеографических построениях. По ним определяются проливы, иногда, положение палеоэкватора, и очень часто, принадлежность к тому или иному тектоническому и/или палеогеографическому региону [5, 11].

Материал подготовлен при финансовой поддержке РФФ, грант № 20-17-00198

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* О некоторых флишевых текстурах (знаках) // Труды Львовского геологического общества при Государственном университете имени Ивана Франко, геол. Сер., вып. 3, Львов, 1953. С. 17–85.
2. *Вялов О.С.* Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, «Наукова думка». 1966. 219 с.
3. *Bromley, R.* Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. Chapman & Hall. 1990. 361p.
4. *Микулаш Р., Дронов А.* Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага, Геологический институт Академии наук Чешской Республики. 2006. 122 с.
5. *Seilacher, A.* Trace fossil analysis. Springer, 2007. 226 p
6. *Buatois, L. and Mángano, M.G.* Ichnology. Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press. 2011. 358 p.
7. *Bromley, R. and Knaust, D.* (eds.) Trace fossils as indicators of sedimentary environments. Developments in Sedimentology, V. 64, Elsevier, 924 p.
8. *Геккер Р.Ф.* Современное состояние изучения следов вымерших беспозвоночных (палеоихнология беспозвоночных) // Труды VII сессии Всесоюзного палеонтологического общества. М.: «Недра», 1964. С. 178-192.
9. *Seilacher, A.* Fossil Art. CBM-publishing, 2008. 102 p
10. *Seilacher, A.* Bathymetry of trace fossils // Marine Geology, №5, P. 413–428.
11. *Dronov, A.D., Kushlina, V.B.* *Rusophycus carlei* on the edge of the Siberian Platform. In: Zhang, Y.D., Zhan, R.B., Fan, J.X., Muir, L.A. (eds.) Filling the Gap Between the Cambrian Explosion and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE) Hangzhou: Zhejiang University Press, 2018.pp. 21–26.

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова

ФГБОУ ВО «Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского», г. Саратов

ЛИТОГЕНЕЗ, СОПРЯЖЁННЫЙ С ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ – ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Геодинамическая обстановка, способствующая возникновению углеводородных (УВ) залежей, отличается обязательным совместным участием катагенетической (региональной фоновой) и гидротермальной (локальной наложенной) проработками пород. С точки зрения энергетики это прогрев, вызванный монотонным длительным погружением, но усиленный гидротермальным процессом, порождённым кратковременной сейсмотектонической активностью, т.е. тектоно-гидротермальной деятельностью (Коробов и др., 2005). Общий прогрев пород обусловлен сочетанием кондуктивного тепло-и конвективного тепломассопереноса. Проблема заключается в том, что геологи часто игнорируют сейсмотектонический фактор, который с участием горячих вод резко увеличивает массообмен в геологической среде. Это вызывает стремительную эвакуацию микроневфти из материнских толщ и при благоприятных условиях образование залежей УВ. Недоучёт такого обстоятельства приводит к искажённым представлениям о механизме и путях миграции нефти и в конечном итоге к неверным прогнозным оценкам на УВ сырьё рифтогенных бассейнов.

При резком проявлении тектонической активизации интенсивность прогрева горных пород за счет конвективного тепломассопереноса намного выше по сравнению с прогревом, обусловленным кондуктивным переносом тепла. Поэтому температуры самих пород по витринитовой шкале отличаются от температур циркулировавших в них растворов, о которых судят по палеотермометрии газовой-жидких включений (ГЖВ). И эта разница, определяемая скоростью прогрева, тем существеннее, чем тектоническая активизация выше.

Х.А. Хедеманн (Hedemann, 1963) установил, что в обстановке стремительного нагрева толщ процессы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температур, поскольку скорость деструкции каустобиолитов в силу своей инертности отстаёт от скорости нарастающего прогрева. Поэтому, находясь в зоне быстро увеличивающегося конвективного тепломассопереноса нефтегазоносных районов, углистые частицы, распределенные в основной массе материнских толщ, оказываются «недометаморфизованными», а рассеянное ОВ, по Н.П. Гречишникову и Ю.В. Степанову (1991) «недогретым» относительно участков гидротермальной проработки пород из тех же интервалов разреза, которые характеризуются эпигенетическим минералогическим с ГЖВ. В силу названных обстоятельств, В.В. Станов

(1985) утверждает, что одна и та же степень метаморфизма угля может приходиться на разные температуры с разбросом в 100–200°C в зависимости от скорости нагрева.

Такое положение дел определенным образом характеризует соотношение температур материнских толщ и циркулирующих в них флюидов для районов крупных скоплений нефтяных залежей. Установлено, что на промышленных УВ – месторождениях материнские толщи прогреты по витринитовой шкале до 80–160°C (главная фаза нефтеобразования (ГФН)), а температуры гомогенизации ГЖВ в гидротермальных минералах из тех же самых пород заметно превышают их значения. С другой стороны, если прогрев материнских толщ ограничивался преимущественно кондуктивным теплопереносом (отсутствуют гидротермальные минералы и ГЖВ), то, несмотря на достижение ГФН по витринитовой шкале, активной эвакуации УВ не происходит, промышленные месторождения не возникают, и в лучшем случае формируются нефтепроявления (Гречишников, 1991). Поэтому выявление структур с признаками активизации конвективного теплопереноса на основе вышеуказанного несоответствия палеотермометрии по гомогенизации и по витринитовой термометрии представляет первостепенный интерес при прогнозировании нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов.

На основании изложенных в докладе данных можно заключить следующее:

1. Структурная перестройка рифтогенных бассейнов сопровождается тектоно-гидротермальной активизацией. Эпигенетические процессы, ей сопутствующие, контролируются, в первую очередь, конвективным теплопереносом.
2. Газово-жидкие включения новообразованных минералов, как и сами минералы или фрагменты их регенерации, служат индикаторами тектоно-гидротермальных явлений.
3. Формирование нефти и газа обеспечивают химические реакции, протекающие при деструкции ОВ осадочных толщ, механически активизированных природными сейсмотектоническими процессами. Подвижность газово-жидких УВ при первичной и латеральной миграции определяется, прежде всего, интенсивностью наложенного тектоно-гидротермального воздействия.
4. Показатель интенсивности тектоно-гидротермальной активизации равен отношению максимальных палеотемператур гомогенизации ГЖВ к палеотемпературам, рассчитанным по отражательной способности витринита. Этот показатель, выявленный для одних и тех же интервалов геологического разреза, характеризует уровень палеогеотермического несоответствия природной системы.
5. Уровень палеогеотермического несоответствия можно использовать при прогнозных оценках территории на УВ сырьё. Для перспективных рифтогенных площадей, где материнские породы достигли температурной зоны 80–160°C за счёт кондуктивного прогрева, его значения варьируют (приблизительно) в пределах 1,5–2,5.

б. Известный тезис «Нефть-детище литогенеза» (Вассоевич, 1967, с. 152) можно уточнить следующей формулировкой: Нефть-детище литогенеза, сопряжённого с тектоно-гидротермальной активизацией.

В.Г. Кузнецов

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

ИЗУЧЕНИЕ СООТНОШЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ЖИЗНИ И ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА КАК ОДНО ИЗ НАПРАВЛЕНИЙ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

«...на земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом. И чем более мы изучаем химические явления биосферы, тем более мы убеждаемся, что на ней нет случаев, где бы они были независимы от жизни» [1, с. 25]

Организаторы настоящей Конференции и, конкретно, Юлиана Валерьевна Ростовцева, обозначили цель моего выступления – сформулировать задачи, направления и перспективы развития нашей науки, чем поставили меня в затруднительное положение. Это задача, скорее, директивных органов и их руководителей, но не профессора ВУЗа.

Ни в коей мере не претендуя на какие-либо директивные указания, и, тем более, не исключая другие направления исследований, позвольте высказать некоторые сугубо личные соображения по этому вопросу, скорее указать одно из возможных перспективных направлений исследований и соответственно развития литологии. Я прекрасно понимаю, что коллеги выскажут и другие ценные и важные идеи и направления развития нашей науки, но одно не исключает и другого.

Уже из эпиграфа ясно, что я буду говорить в значительной степени, если не в основном, именно об этих соотношениях – литологии и биологии, точнее, о влиянии жизни и ее производных на осадочный процесс в целом.

О той или иной роли организмов, точнее жизни в целом, в образовании осадочных пород было известно достаточно давно, но, как правило, значение это крайне недооценивалось и считалось незначительным. Так, Л.В. Пустовалов указывал, что «организмы, сами зависящие в своем развитии от неорганической жизни земного шара, не могли и не могут самостоятельно играть той будто бы ведущей и определяющей роли, которую нередко приписывают им в данном случае» [2, с. 375]. Более того, он отмечал, что само развитие тех или иных организмов происходит в тех областях, где это позволяют законы химической осадочной дифференциации (там же с. 377)

Другой наш выдающийся литолог – Н.М. Страхов еще в начале 50-х годов резко выступал против влияния бактериальной деятельности на образование пород, в частности карбонатных: «... вся история вопроса о бактериальных карбонатных толщах являет в литологии пример того, как эффектная и внешне правдоподобная, но совершенно необоснованная и неверная по существу, идея, внесенная в литологию извне и ловко на первый взгляд заполняющая пробел в литологической теории, держится потом десятилетиями, тормозя прогресс науки. Сколько еще таких «мифов» царит в разных разделах литологии, нося ярлык общепризнанных истин!» [3, с.75].

Эти примеры никак не критика упомянутых выдающихся ученых и многих других с подобными представлениями. Это лишь констатация фактов – таков был общий уровень знаний и представлений.

Конечно, были и альтернативные мнения (см., например, [4, 5]), но они «потерялись» в русле «генеральной линии».

Развитие науки берет свое, и сейчас роль и значение жизни, и шире – биогенного воздействия на осадочный процесс, осознается все более и более широко и глубоко.

Крайне трудно, а скорее даже невозможно, назвать какую-либо осадочную породу, в образовании которой в той или иной форме, тем или иным способом, не столько прямым участием организмов и продуктов их жизнедеятельности, сколько, может быть, косвенным, в виде тех геохимических обстановок, которые создаются в результате жизнедеятельности, не отмечалось бы подобное влияние.

Самый простой и наглядный пример – это каустобиолиты – торф, каменный уголь, нефть и газ, в громадной степени, значительно обогащенные органическим веществом горючие сланцы и близкие к ним образования типа кукерскитов, доманикоидов, баженовитов и т.д. То же касается, может быть в менее ясной форме, карбонатных и кремнистых пород, фосфоритов, многих видов железных руд, включая железистые кварциты, в форме, если можно так выразиться, косвенного влияния через выветривание – глин, соответственно ряда песчаников и т.д. Еще раз подчеркну, что в целом ряде случаев это не прямое влияние на образование пород, а опосредованное, через создание тех или иных геохимических обстановок.

Изучение конкретных механизмов и форм влияния и воздействия биоты в той или иной форме на осадочный процесс и формирование тех или иных пород – видимо, и является одним из ключевых и перспективных направлений развития литологии.

Обращаясь ко второй, эволюционной, стороне проблемы, хотел бы вернуться к истокам становления нашей науки. В 1892/1893 годах был издан капитальный – более 1000 страниц – труд немецкого геолога Иоганнеса Вальтера *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. Почти половина этого объема было посвящено литологии. По сути дела, в нашу научную лексику и литературу это наименование науки об осадочных породах – литология, пришло именно из немецкого языка.

Итак, цитата: «Исходя из убеждения, что одни лишь явления современности могут решить загадку прошлого, мы открыто признаем, что во все геологические времена существовали биологические и физические явления, которые чужды современности. Однако не только были вымершие виды и группы животных, но также в некоторые отрезки времени господствовали и определенные климатические, океанографические и физические условия, которые нельзя определять по явлениям современности и судить по ним» [6, S. XXIX–XXX]. Эти изменения так или иначе влияли и на осадочный процесс, поэтому далее он пишет: «Связывая логически факты, мы отмечаем, что организмы обуславливают литологические изменения прошлого и приходим к однозначному результату (выводу), что параллельно (дословно – рука об руку – В.К.) с морфологическими преобразованиями органического мира постоянно изменялась также физиологическая деятельность организмов, что с кембрия не только изменились виды растений и животных, но одновременно должны были изменяться и все вызывавшиеся организмами литогенетические процессы (выделено И. Вальтером – В.К.). Между морфологической формой и ее литогенетической деятельностью, между формой и образом жизни животных существуют настолько тесные, неразрывные связи, что каждое изменение видового признака должно было обуславливать изменение в осадкообразовании» [там же, S. 1003].

Вопросы эволюции осадочного породообразования в нашей стране в той или иной форме исследовались давно, но целенаправленно начали активно развиваться в последней четверти прошлого века, когда усилиями академика А.Л. Яншина была поставлена проблема эволюции геологических процессов в истории Земли [7]. Если говорить о литологии, то это исследования А.И. Анатольевой [8] по красноцветным формациям, М.А. Жаркова [9] по соленосным толщам, И.В. Хворовой [10] и В.Н. Холодова [11] по кремнистым породам, и конечно, капитальное исследование А.Б. Ронова [12].

Следует отметить, что еще в 1962 г. Н.М. Страхов в общей форме рассмотрел этапы развития осадочного процесса в истории Земли [13]. Позднее, отмечая важность этих работ Н.М. Страхова, А.Л. Яншин [14] отметил, что в указанных исследованиях не учтено развитие жизни, в частности «... каковы же были особенности гумидного литогенеза на континентах до появления наземной растительности».

Влияние жизни и ее эволюции на осадочный процесс причем в историческом эволюционном смысле можно проиллюстрировать двумя примерами.

Первые бактериоморфные остатки датируются временем 3850 млн лет. Это кремнистая формация Иссуа в Гренландии. Уже многочисленные достоверно биогенные образования возрастом 3500–3300 млн лет установлены в Австралии и Южной Африке. Однако генерация кислорода этими организмами, если и происходила, была крайне ограничена и реального геологического значения не имела. Последний сразу же утилизировался за счет окисления поливалентных элементов. Взрывной характер

продуцирования кислорода пришелся на интервал 2,47–2,32 млрд лет, который даже получил название великого окислительного события (подробнее см. [15]). Но в любом случае это был кислород в водной толще, причем, видимо, в ее верхнем слое. На суше обстановка была, во-первых, кислая за счет кислых дымов первичной атмосферы – CO₂, SO₂ и, во-вторых, из-за отсутствия кислорода, восстановительная. В связи с этим континентальное выветривание было чисто химическим, поскольку при отсутствии озонового экрана и наличии мощного ультрафиолетового излучения наземной биоты просто не было. В результате этого выветривания из коренных исходных пород, а это были основные эффузивы, извлекались кремнезем и железо, переходили в раствор и в кислых восстановительных – глеевых – обстановках поступали в водоемы, где уже появился кислород. И, как результат – здесь формировались полосчатые железные руды – джеспилиты. Ясно, что это очень упрощенная, даже примитивная, схема, но она в общих чертах отражает обстановки и процессы того времени [16].

Субаэральное выветривание практически в современном виде, виде, который излагается в учебниках, в том числе превращение алюмосиликатов магматических пород в каолинит, появилось только после начала колонизации суши, реально с девона. Дальнейшее развитие выветривания достаточно четко коррелируется с эволюцией наземной растительности и ее экспансией вглубь континентов.

Очень показательный пример взаимного влияния развития континентальной биоты, и, прежде всего, растительности на осадочный процесс и его эволюцию приводит А.Л. Яншин [7]. В позднем мелу наземная флора колонизовала практически всю сушу, при этом произошло принципиально важное событие – появление тропического леса, соответственно генерации огромных масс органического вещества и, главное, органических кислот. Последнее обусловило резкую количественную и качественную интенсификацию континентального выветривания, и, как следствие, появление растворенного кремнезема и поставку его в Мировой океан. Это, в свою очередь, определило массовое развитие кремний усваивающих организмов, что в итоге привело к образованию диатомовых осадков в океанах и опоковой формации в целом на континентах.

Еще один пример взаимовлияния жизни и осадочного процесса. В интервале границы силур–девон зафиксировано исчезновение такой группы пород, как обогащенные органическим веществом кремнистые сланцы – лидиты и фтаниты, формирование которых приходится на ранний–средний палеозой, и практически закончилось в начале девона [10]. Отмеченный рубеж, как указано выше, – это начало освоения организмами суши, когда количество кислорода в атмосфере обеспечило формирование озонового слоя, и, как следствие, кардинальное сокращение ультрафиолетового облучения земной поверхности, в результате чего субаэральные обстановки стали пригодны для обитания наземных организмов. Подобное глобальное

событие естественно вызвало и глобальное перераспределение необходимых для жизни питательных компонентов.

В этом отношении важно указать мнение В.И. Вернадского об относительном постоянстве биомассы в течение геологической истории Земли. Так, в 1928 году он писал: «Масса живого вещества, т.е. количество атомов, захваченных во все бесчисленные автономные поля организмов, и средний химический состав живого вещества, т. е. химический состав атомов полей жизни должны оставаться в общем неизменными в течение всего геологического времени» [17].

Это положение он продублировал и в предисловии к американскому изданию «Биосферы и ноосферы» в 1944 г.: «Масса живого вещества остается в основном постоянной и определяется лучистой солнечной энергией и биохимической энергией заселения планеты, однако, очевидно, что эта масса близка к пределу» [18].

В настоящее время предполагается, что правильнее говорить о первичной продукции [19], но сути дела это не меняет. Учитывая это обстоятельство, следует полагать, что часть питательных веществ стала усваиваться организмами на континенте, что обусловило изменение биотических сообществ в океане и, в свою очередь, несколько ограничило генерацию и накопление органического вещества в гидросфере и определило перемещение его на континент.

Можно привести еще целый ряд примеров взаимодействия развития жизни и ее форм и осадочного процесса, что частично опубликовано ранее [20, 21, 22, 16 и др.], но в данном случае важен факт – специальное целенаправленное совместное изучение осадочного процесса и жизни в самых разных ее формах и проявлениях весьма перспективно и может дать интересные и важные выводы, и что следует отметить специально, как в области литологии, так и по более общим проблемам геологии в целом.

Итак, изучение соотношения развития жизни и литологических процессов – интересное и важное направление для дальнейшего развития нашей науки.

Литература

1. *Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Научн. Хим-техн. Изд-во, 1926. 146 с.
2. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. Часть первая. Основы литологии (петрологии) осадочных пород. М. – Л. Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. 17. Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество // Природа, 1928, № 3. С. 227 – 250.
3. *Страхов Н.М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. ТР. ИГН. Вып. 124. М.: Изд. АН СССР, 1951. 372 с.
4. *Вологдин А.Г.* Геологическая деятельность микроорганизмов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, №3. С. 19–38.
5. *Вологдин А.Г.* Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений. М.: Недра, 1975. 251 с.
6. *Walther J.* Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Iena, Gustav Fischer, 1893/1894. 1052 S.

7. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, 1988. 39 с.
8. Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
9. Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
10. Хворова И.В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
11. Холодов В. Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 6–43.
12. Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование) М.: Наука, 1993. 144 с.
13. Страхов Н.М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер геол., 1962. № 12. Стр. 3–22.
14. Яншин А.Л. Предисловие (О принципах выделения геологических формаций) // Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. С. 5–12.
15. Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые, 2018. № 3. С. 207–231.
16. Кузнецов В.Г. Геохимические обстановки седиментации докембрия // Литология и полезные ископаемые, 2020. №2. С. 117–130.
17. Вернадский В.И. Эволюция видов и живое вещество // Природа, 1928, № 3. С. 227 – 250.
18. Вернадский В.И. Предисловие к американскому изданию. В кн.: Вернадский В.И. Живое вещество и биосфера. М.: Наука, 1994. 672 с.
19. Ярошевский А.А. Идея о «вечности» жизни и принцип постоянства геохимических параметров биосферы в концепции В.И. Вернадского // Вестник Российской академии естественных наук, 2003. Т. 3, № 1. С. 22–24
20. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
21. Кузнецов В.Г. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. М.: Научный мир, 2016. 212 с.
22. Кузнецов В.Г. Изучение эволюции осадочного породообразования – ключ к решению ряда общегеологических проблем // Вестник РАН, 2018. № 6. С. 500–507.

В.Г. Кузнецов, Л.М. Журавлева

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

КАРБОНАТНЫЕ МИКРОБИОЛИТЫ – МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ, МЕХАНИЗМЫ И ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ

На рубеже XIX и XX столетий в лабораторных экспериментах, а также в природных обстановках было установлено влияние микробиальной деятельности на образование осадков того или иного состава и формирование некоторых специфических морфологических форм [1, 2, 3]. Во второй половине XX и начале XXI веков

исследование воздействия бактерий на процессы осадкообразования, механизмы и обстановки, где реализуются эти процессы, стали достаточно массовыми.

Было показано, что целый ряд форм, считавшихся чисто хемогенными, образуются при участии бактерий, то есть являются бактериальными или биохемогенными. Были введены специальные термины – «биоседиментарная структура» и «микробиолиты» – органоосадочные (органоседиментационные) образования, возникшие в результате деятельности донных микробиальных сообществ, улавливающих и связывающих частицы вещества и/или образовавшиеся в результате осаждения хемогенного материала [4].

В первом приближении при самом общем подходе все карбонатные микробиолиты можно разделить на две морфологические группы – одиночные изолированные обособленные формы и слоистые образования. В свою очередь, среди изолированных форм выделяются, во-первых, собственно минерализованные бактерии и, во-вторых, оолиты, онколиты, онкоиды, сростки пелитоморфного материала – тромболиты, в определенной степени – тубифиты [5]. Своеобразными геологическими образованиями, формирование которых обусловлено жизнедеятельностью бактерий, являются диагенетические конкреции [6].

Среди слоистых микробиолитов следует отметить минерализованные бактериальные маты с их своеобразной внутренней структурой и «необычной» иногда ассоциацией минералов, например, таких как пирит и ангидрит.

Процессы образования осадочного материала и его осаждения несколько различны. Образование твердой фазы обусловлено результатами биохимической деятельности микробиоты за счет создания геохимических условий, ведущих к появлению твердого карбонатного материала, а именно, утилизация растворенной в воде CO_2 , что ведет к повышению рН среды и, как следствие, перевод растворимых бикарбонатов кальция и магния в нерастворимые карбонаты. Одним из механизмов осаждения образовавшейся твердой фазы является ее фиксация выделяемым бактериями внеклеточным полимерным веществом – гликокаликсом. Второй формой является образование собственно «скелетных» форм в виде коккоидов, трубчатых, волосяных образований, в том числе, тубифитов.

Что касается обстановок образования карбонатных микробиолитов, то они крайне разнообразны по своим параметрам. Так, водоемы могут быть совершенно разной солености, глубины и других параметров. К примеру, оолиты формируются в резко опресненных участках Северного Каспия и аномально высокой солености в Большом соленом озере США. Определяющей является величина щелочности, которая обуславливает формирование либо кальцитовых, либо доломитовых образований. Оолиты образуются в водной толще во взвеси, а онколиты – на дне водоемов.

Намечается еще одна черта микробиального карбонатообразования – их формирование на разных стадиях осадочного процесса, конкретно на стадиях собственно

седиментации и диагенеза. Так, микросгустки пелитоморфного материала образуются, как непосредственно в стадию осаждения, так и в изолированных пустотах между веточками кораллов и мшанок, то есть практически в диагенезе. Кстати, первые образуются в среде среднеокеанической солености, а вторые, например, в Керченских постройках, в неполносоленых водоемах.

Сама микробная биота определяет пестроту геохимических показателей на стадии диагенеза и, соответственно, формирование ряда микробиолитов, в частности, конкреций.

Намечается некоторая эволюция типов и состава микробиолитов в течение геологической истории [7]. Так, доломитовые по составу микробиолиты со временем сменяются известковыми, установлено абсолютное и относительное сокращение строматолитов и, напротив, возрастание доли изолированных, обособленных форм – оолитов, частично, онколитов.

Литература

1. *Андрусов Н.И.* Бактериология и геология, их взаимные отношения. Вступительная лекция // Ученые записки Юрьевского университета, 1897. № 1. Научный отдел. С. 1–20.
2. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
3. *Надсон Г.А.* Микроорганизмы как геологические деятели. СПб., 1903. 110 с.
4. *Burne R.V., Moore L.S.* Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaios*, 1987. V. 3. N 3. P. 241–254.
5. *Кузнецов В.Г. и др.* Ультрамикроструктура стенок Tubiphytes // Палеонтологический журнал. 2020. № 2. С. 111–118.
6. *Тугарова М.А.* Микробиолиты триаса архипелага Шпицберген / Труды ВНИИ-Океангеология. Т. 227. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 198 с.
7. *Кузнецов В.Г.* Некоторые аспекты микробного породообразования в истории Земли // Докл. АН, 2017. Т.478. № 1. С. 59–62.

М.В. Лебедев

ООО «ТННЦ», г. Тюмень

О СМЫСЛЕ ПОНЯТИЯ «ГЕНЕТИЧЕСКИ ВЗАИМОСВЯЗАННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ» И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИИ В ГЕОЛОГИИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

С одной стороны, понятие «генетически взаимосвязанная последовательность отложений» (ГВПО) является одним из самых широко применяемых понятий в геологии осадочных образований. Оно лежит в основе определений литоцикла, секвенса,

системного тракта и т.д. Именно ГВПО являются геосистемами, в рамках которых решаются задачи фациального моделирования.

С другой стороны, это понятие весьма неоднозначно. Так О. Satuneanu понимал под ним (*genetically related strata*) последовательность слоев без значительных перерывов в седиментации [1, стр. 8], а также последовательность слоев, принадлежащих к одному циклу аккомодации или поступления осадков [2, стр. 349].

Целью настоящей работы является демонстрация, во-первых, различных подходов к его формальному прояснению, во-вторых, способов его использования для решения практических задач.

Возможные подходы к логическому прояснению понятия ГВПО.

ГВПО как интуитивно ясное понятие крайне богато смыслами. Поэтому для решения конкретных задач его необходимо прояснить или эксплицировать. По мнению автора, существуют, как минимум, два подхода к интерпретации ГВПО.

В первом подходе в качестве генетически взаимосвязанных рассматриваются все отложения, сформированные в течение одного цикла седиментации: «Полный литоцикл – это комплекс различных отложений, генетически связанных направленностью изменения их признаков сначала в одном, а затем в противоположном направлении» [3, стр. 139]. Соответственно, системообразующим фактором в данном случае является закономерная направленность смены отложений в разрезе. При этом возможные разрывы в вертикальных рядах фаций не имеют принципиального значения при выделении ГВПО, так как интерпретируются как проявления стохастичности процесса седиментации.

Во втором подходе генетически взаимосвязанными считаются все отложения, сформированные в один этап эволюционного развития бассейна осадконакопления. Выражением этой идеи является понятие фациально-согласного залегания слоев [4]. Системообразующим фактором при втором подходе является непрерывность смены фаций по вертикали. Границами фациально-согласных серий являются фациальные несогласия – изохронные геологические границы, разделяющие фации, не соседствующие по латерали в бассейне седиментации – результаты стратиграфических событий. Это развитие идей Н.Б. Вассоевича о мутационных границах. Фациальные несогласия являются границами фациальных серий – ГВПО во втором смысле [4].

Взаимоотношение понятий «литоцикл» и «фациальная серия».

Два подхода к расчленению осадочных бассейнов на ГВПО основаны на различных свойствах осадочных образований, положенных в основу их структурирования. Расчленение их на литоциклы основано на вертикальной упорядоченности строения осадочных бассейнов – их цикличности. Расчленение на фациальные серии основано на латеральной упорядоченности осадочных толщ – границы фациальных серий проводятся там, где по вертикали соседствуют фации, не соседствующие по латерали. В результате:

- Объемы фациальных серий и литоциклов могут совпадать;
- Фациальная серия может включать несколько литоциклов;
- Литоцикл может включать несколько фациальных серий.

Использование понятий «литоцикл» и «фациальная серия» в геологии осадочных образований.

Концепция литоциклов издавна использовалась для решения широкого круга геологических задач осадочной геологии [3]: корреляции разнофациальных разрезов, палеогеографического картирования, палеотектонического анализа, поиска полезных ископаемых. Причем для палеогеографического картирования или фациального моделирования рекомендовалось использовать части литоциклов, которые выделялись в общем случае менее надежно. Введение понятия ГВПО во втором смысле открывает возможность комплексирования двух подходов:

- Литоциклы как вертикально упорядоченные геологические тела используются для корреляции разнофациальных разрезов – построения стратиграфического каркаса бассейна;
- Фациальные серии как латерально упорядоченные тела – для идентификации уже вскрытых скважинами и прогноза еще не выявленных бурением фаций.

Иными словами, сначала строится циклостратиграфический каркас объекта, в котором границами литоциклов служат следы стратиграфических событий. Затем в нем выделяются фациальные серии – закономерно упорядоченные по латерали геологические тела. А далее уже внутри фациальных серий решаются задачи литологической идентификации и прогноза – выполняется фациальное моделирование.

Введение понимания ГВПО во втором смысле позволяет уточнить формулировку закона Головкинского-Вальтера: если в разрезе фациальной серии сечения фаций соседствуют по вертикали, то соответствующие фации соседствуют по латерали (Лебедев, 2015).

Литература

1. *Catuneanu O.* Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.
2. *Catuneanu O.* Model-independent sequence stratigraphy // *Earth-Science Reviews*. 2019. № 188. P. 312–388.
3. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
4. *Лебедев М.В.* О фациальном моделировании осадочных бассейнов // *Нефтяное хозяйство*. 2017. № 8. С. 52–57.

М.А. Левитан

ГЕОХИ РАН имени В.И. Вернадского, г. Москва

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ПОТОКИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Исследования потоков осадочного вещества на дно Мирового океана (абсолютных масс накопления или просто абсолютных масс, АМ) давно и плодотворно применяются в морской геологии. В нашей стране основные достижения в этом направлении литологии и геохимии связаны с именами Н.М. Страхова, А.П. Лисицына и их учеников.

Напомним, что наиболее часто встречающаяся размерность АМ это масса сухого осадочного вещества (г), деленная на площадь (см²) и на время (тыс. лет). При расчетах абсолютных масс осадков (гранулометрических фракций, минералов, элементов) используют данные по концентрациям, скоростям седиментации, влажности и плотности натурального осадка.

В ГЕОХИ РАН недавно закончен под руководством автора доклада многолетний проект по изучению литологии плейстоценовых отложений Мирового океана. Он основан, главным образом, на материалах отчетов по рейсам глубоководного бурения. Плейстоцен рассматривался в рамках «старой» шкалы [1], при этом рамки неоплейстоцена ограничивались (округленно) периодом от 0,8 до 0,01 млн лет, а эоплейстоцена – 1,8–0,8 млн лет. В рамках проекта были составлены 54 обзорных литолого-фациальных карты для нео- и эоплейстоцена пелагических областей и целого ряда районов подводных континентальных окраин Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Картировались лишь самые распространенные типы океанических осадков: литогенные, карбонатные и кремнистые. Все составленные карты подверглись обработке с помощью объемного метода А.Б. Ронова [2], в результате которой были получены данные по таким количественным параметрам седиментации как площади и объемы закартированных литологических градаций, массы их сухого осадочного вещества и скорости накопления.

Основными целями проекта были: 1) получение данных по средневзвешенному литологическому составу неоплейстоценовых, эоплейстоценовых и в целом плейстоценовых отложений Мирового океана и 2) выявление тенденций эволюции процессов осадконакопления в плейстоцене. При этом исследование высокоразрешающей стратиграфии и литологии плейстоцена не проводилось.

Средневзвешенный литологический состав представляет собой сумму масс сухого осадочного вещества закартированных литологических градаций, выраженную в 10¹⁸ г. В докладе приводятся результаты такого рода вычислений для ряда районов Мирового океана в табличном виде. В то же время возможно проведение обобщений в

виде средневзвешенного литологического состава по основным группам осадков, указанных выше, а также по главным осадкообразующим компонентам: литогенному веществу, CaCO_3 и биогенному опалу.

Обладая данными по массам сухого осадочного материала, площадям и продолжительности их накопления, легко рассчитать АМ и осадков, и осадкообразующих компонентов. При этом следует четко понимать, что получающиеся результаты характеризуют только остаточные АМ, сохранившиеся в осадочном чехле. Литогенное вещество, как правило, почти не подвержено растворению; CaCO_3 растворяется как при оседании карбонатных раковин в водной толще, так и при экспозиции на поверхности дна; биогенный опал растворяется, главным образом, на поверхности дна (до 30 % [3]).

Анализ полученных результатов для Тихого океана выявил одинаковую структуру потоков для пелагиали и для континентальных окраин: явное преобладание АМ литогенного вещества, меньшие в 3–5 раз АМ карбонатов и совсем небольшие – биогенного опала. При этом в среднем на континентальных окраинах АМ литогенного вещества в 8–10 раз выше, чем в пелагиали, а АМ CaCO_3 и биогенного опала выше в 3–5 раз. В течение плейстоцена АМ литогенного вещества и карбонатов росли, а кремнистого материала уменьшались в обеих фациальных мегаобластях.

В Индийском океане структура потоков осадков та же, что и в Пацифике. При этом АМ биогенного опала в пелагиали больше, чем на континентальных окраинах. АМ всех компонентов выросли в плейстоцене в обеих фациальных мегаобластях.

В плейстоцене ситуация с АМ осадкообразующих компонентов в Атлантическом океане на континентальных окраинах и в неоплейстоцене в пелагиали была точно такой же, как в Индийском океане. В эоплейстоцене в пелагиали сохранилось карбонатного вещества в 1,5 раза больше, чем в неоплейстоцене, что обусловлено сильным растворением карбонатов в придонных и глубинных водах, начавшимся на уровне 1,1 млн лет [4]. При этом АМ карбонатов даже превосходила величину АМ литогенного вещества в пелагиали. АМ биогенного опала в эоплейстоцене были выше, чем в неоплейстоцене, в обеих фациальных мегаобластях.

Литература

1. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
2. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР **3**, 1945. 136 с.
3. *Tréguer P., De La Rocha C.L.* The World Ocean silica cycle // Annual Review of Marine Science. 2013. Vol. 5, No. 1. P. 477–501.
4. *Sexton P.F., Barker S.* (2012) Onset of “Pacific-style” deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 321-322, P. 81–94.

Е.Н. Максимова, М.А. Тугарова

ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург

КОМПЛЕКСНЫЕ УЧЕБНЫЕ КУРСЫ В ПЕРИМЕТРЕ КОМПАНИИ ПАО «ГАЗПРОМНЕФТЬ»

В ПАО «Газпромнефть» обучение сотрудников проводится на базе Корпоративного университета и Центра профессионального развития ООО «Газпромнефть НТЦ». Программы обучения разрабатываются опытными сотрудниками и рассчитаны на вполне сложившихся специалистов, активно внедряющих получаемые знания в ходе решения практических вопросов. Задачи курсов – познакомить слушателей с лучшими практиками Компании, усовершенствовать их профессиональные навыки, в том числе для междисциплинарной работы, предложить пути решения актуальных прикладных задач. В этих условиях наиболее востребованы комплексные курсы, интегрирующие методики и подходы из различных дисциплин.

Осадочные разрезы, которые представляют собой главные объекты разработки нефтяников, изучаются разными методами. В процессе работы со сложными отложениями (карбонаты, тонкослоистые разрезы, нетрадиционные запасы) специалисты часто сталкиваются с вопросом подбора оптимального комплекса исследований, который позволит корректно оценить неоднородности разреза. Поэтому в комплексном курсе детально рассматриваются рекомендации и примеры применения того или иного исследования на месторождениях компании. Результаты комплексирования разномасштабных методов – петрография, петрофизика, геофизические исследования скважин (ГИС) – анализируются совместно со слушателями в ходе открытой дискуссии.

Литологическая типизация является важной, а зачастую и приоритетной, при этом ее проведение не ограничивается классическими литологическими методами. В учебном курсе выделение типов рассматривается с точки зрения литолога, петрофизика и разработчика, выделяются термины и понятия, которые специалисты используют в ходе работы. Каждый из методов типизации разреза подробно изучается, проводится анализ их достоинств и недостатков, применимость на активах компании. Специалисты также делятся собственными наработками и методиками по интегрированному анализу разномасштабных исследований. Слушатели получают инструменты для построения концептуальных и 3D геологических моделей с высокой прогнозной способностью.

Уникальной особенностью комплексных курсов является практическая часть, где специалисты могут попробовать себя в роли литолога или петрофизика, используя фактический материал по месторождениям Компании.

Примером такого курса является «Седиментология, литология и петрофизика карбонатов». На первых занятиях слушатели получают базовую информацию о

вещественном строении карбонатных пород, их генезисе, включая стадиальные и наложенные преобразования. Уже на этом этапе привлекаются петрофизические данные и предлагаются алгоритмы вещественной и генетической типизации карбонатных пород-коллекторов с привлечением данных ГИС и лабораторных определений пористости и проницаемости. Далее в курсе детально рассматривается процесс перехода от литотипизации по керну к петротипизации по данным ГИС. Рассматриваются и сопоставляются различные петрофизические классификации: методы единиц потока, типизация по размерам поровых каналов, кластеризация ГИС, петроупругое моделирование и т.д. Особое внимание уделяется связи этих методов с геологическими особенностями разреза.

В ходе курса слушатели на практике учатся работать с высокоразрешающими скважинными микросканерами, с помощью которых можно детально анализировать карбонатный разрез. Скважинные микросканеры позволяют уверенно идентифицировать структурные и текстурные особенности разреза, количественно оценивать кавернозность, ориентацию и раскрытость трещин. Это необходимо для корректного анализа вторичных преобразований в карбонатах. Особое место в курсе занимает авторская методика электротипизации скважинных микросканеров, которая интегрирует в себе анализ петрографических и петрофизических данных с целью детального анализа геологических причин петрофизической неоднородности карбонатного разреза.

Таким образом, после прохождения комплексного курса у специалиста формируется разносторонний опыт анализа осадочных комплексов, что позволяет в дальнейшем успешно решать сложные междисциплинарные задачи.

Е.О. Малышева, Е.Е. Карнюшина

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

СЕКВЕНСНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ «КЛИНОФОРМЕННОГО СТРОЕНИЯ»

Особенности строения осадочных бассейнов с осадконакоплением по типу бокового наращивания, или бассейнов клиноформенного строения, были выявлены при активном внедрении в практику геолого-поисковых работ сейсмических методов исследования. Одним из важнейших результатов их использования стало изменение концепции корреляции пластов и, соответственно, морфологии и запасов залежей УВ [1 и др.]. В составе клиноформенных комплексов обычно выделяют верхние шельфовые (ундоформа), собственно клиноформенные склоновые и нижние донные (фондоформа) слои. Ввиду слабой биостратиграфической охарактеризованности сами клиноформенные комплексы стали полигоном для разработки концепции стратиграфии

секвенций – методологической основы комплексной геологической интерпретации геолого-геофизических данных [2–4 и др.].

Анализ строения клиноформенных комплексов разных регионов России, в том числе, Западной-Сибири [5], Баренцева моря [6–7] и Сахалинско-Камчатской области [8] по результатам геолого-геофизических исследований показал универсальность и эффективность секвенс-стратиграфического подхода. Наиболее обоснованной в рассматриваемых регионах представляется модель трехчленного строения секвенций: с нижним (LST), трансгрессивным (TST) и верхним (HST) системными трактами [2, p.41]. Границы секвенций принимаются в основании нижнего системного тракта и отвечают наиболее значимому относительному падению уровня моря, фиксируемому сейсмическими и скважинными данными.

Все изученные клиноформенные комплексы обладают общими чертами строения и различиями. Среди общих черт следует выделить различный фациальный состав разных системных трактов разных геоморфологических зон, асинхронность формирования верхних, клиноформенных и нижних слоев и проблемы биостратиграфической корреляции.

Основные различия связаны с выразительностью хроностратиграфически значимых поверхностей (поверхности несогласий и коррелятивных им согласий, поверхности максимального затопления и трансгрессивной поверхности), морфологической выраженностью форсированной регрессии и конкретным набором фаций в каждой геоморфологической зоне.

Общие черты, в основном, отражают этапность и закономерности формирования системных трактов в соответствии с отмеченной выше моделью [см.2]. В качестве хроностратиграфически значимых поверхностей прослежены границы секвенций (Sb) и поверхности максимального затопления (Mfs), для которых наиболее разработаны критерии диагностики. Соответственно в качестве системных трактов везде прослеживались объединенные нижний и трансгрессивный системные тракты (между нижней Sb и Mfs) и верхний системный тракт (между Mfs и верхней Sb).

В донной зоне (фондоформа) во всех системных трактах преобладают комплексы конденсированных глинистых или кремнисто-глинистых (например, бажениды и доманикиты). Наиболее интенсивное и, вероятно, раннее осадконакопление происходило у основания склона при формировании нижнего системного тракта, когда в результате эрозионных процессов на шельфе и склоне образовывались либо конусы выноса (например, ачимовские отложения), либо комплексы оползневых (например, отложения аномального бажена) и дебритных отложений. Затем осадконакопление смещалось на склон, где образовывались склоновые конусы и комплексы русел и русловых валов, и далее на шельф, где преобладали отложения трансгрессивного и верхнего системных трактов. Последние, наоборот, накапливались последовательно от шельфа к склону. В шельфовой зоне в зависимости от ее ширины и приближенности к

береговой линии формировались разнообразные осадочные комплексы: донные, песчаные пластовые, баровые, дельтовые, в том числе дельты бровки шельфа. Одновременно в склоновой зоне накапливались собственно клиноформенные склоновые отложения, в том числе продельтовые, оползневые, гравитационных потоков и конденсированные донные. Во всех изученных регионах в склоновой зоне преобладает сигмоидная морфология клиноформ, отмечаются максимальные толщины и минимальная песчанистость.

По результатам выполненных исследований можно сделать основной вывод о том, что системные тракты представляют основу корреляции пластов, наиболее благоприятные интервалы для палеогеографических реконструкций, и инструмент для прогноза нефтегазоносности в районах клиноформенного строения.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири / А.А. Нежданов и др. – М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 247 с.
2. *Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. et al.* An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // *Sea-level changes: an integrated approach.* / Cheryl K. Wilgus et al. (eds). Tulsa, Oklahoma. Soc. econom. paleontol. mineral. 1988. 42. P.39–45.
3. *Позаментьер Г.В., Аллен Дж.П.* Секвенсная стратиграфия терригенных отложений. Основные принципы и применение. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2014. 436 с.
4. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. Издательство ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2000. С.59-67.
5. Sequence Stratigraphy as a Tool for Geological Interpretation of Seismic Data - Case Studies. E.O. Malysheva, et.al.- EAGE, 2012. 5th EAGE St.Petersburg Int.Conference and Exhibition on Geosciences.
6. Sequence Stratigraphy as a Tool for Paleogeographic Reconstructions of the Permian in the South of the Barents Sea. / Malysheva E. et.al.- Kazan, 2015. XVIII Int.Congress on the Carboniferous and Permian. Abstract vol., p.117.
7. *Черенкова М.А., Малышев Н.А.* Нижнемеловые дельты бровки шельфа – потенциальный резервуар углеводородов бассейна Баренцева моря // *Нефтяное хозяйство.* 2020. 06. С. 27–33.
8. Геологическое строение шельфа Западной Камчатки по результатам комплексной интерпретации 2 D и 3D сейсмических данных / Жаров А.Э. и др. – EAGE, 2009. «Геомодель – 2009».

В.Д. Немова

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», г. Москва

ТЕХНОМОРФИЗМ КАК ЧАСТЬ ТЕХНОГЕНЕЗА: ТЕОРИЯ И ПРОБЛЕМАТИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Введение. В конце прошлого века выделились три основных направления литологических исследований, каждое со своими методами – седиментологический, стадияльно-литогенетический и эволюционный [1]. Перечисленные направления обладают разными масштабами исследований, подходами и методами анализа геологического прошлого осадочных пород, протекавшего в естественных природных условиях без влияния человека. В связи с активной разработкой и внедрением новых технологий, направленных на повышение эффективности добычи нефти, предлагается выделить в литологии условно новое направление исследований пород, связанное с изучением и прогнозом преобразований пород при техногенном воздействии на них в пластовых условиях. Для этого ввести новый термин – «техноморфизм» – стадия преобразований горных пород при техногенном воздействии на них в пластовых условиях.

На примере решения задач нефтяной геологии можно утверждать, что развитие методов химического и термического воздействия на породы с целью повышения их нефтеотдачи требует поддержки со стороны, в том числе, литологии, что будет способствовать эффективному подбору условий техногенного воздействия на нефтяной пласт. Очевидно, что такие исследования становятся всё актуальнее.

Вопросы терминологии. В рамках литогенеза изучается современный облик пород с целью восстановления геологической истории их преобразования и накопления в естественных условиях среды. Последствия техногенного воздействия на ландшафты и скопления рудной минерализации исследуются с начала прошлого века.

Термин «техногенез» введен академиком А.Е. Ферсманом в 1934 году [2] на основании изучения результатов эксплуатации рудных месторождений. Он установил, что на поверхности земли происходит рассеивание рудной минерализации в результате недостаточно рациональной горнодобывающей деятельности человека: с одной стороны, рудные массы разубоживаются в очистных горных выработках, а с другой, – часть рудной минерализации попадает в массу «пустых» пород. *Совокупное проявление техногенных процессов рассеивания рудной минерализации на поверхности* А.Е. Ферсман назвал техногенезом. Система техногенеза в его понимании характеризуется геохимическим последствием деятельности человека в области добычи и переработки полезных ископаемых.

По мнению М.А. Глазовской [3], техногенез включает извлечение химических элементов из природной среды (литосферы, атмосферы, гидросферы), их концентрацию

и перегруппировку, создание новых химических веществ, рассеяние вовлеченных в техногенез элементов в окружающей среде. Иная трактовка термина приводится в Геологическом словаре: «техногенез – совокупность геоморфологических процессов, вызванных производственной деятельностью человека» [4]. «Техногенный литогенез» выделил С.Д. Воронкевич, указав, что в результате его проявления возникают специфические новообразования – искусственные грунты. Процесс искусственной литификации представляет собой сложное природно-техногенное явление, возникающее в верхних слоях литосферы под воздействием техногенных значений физических (давление, температура), физико-химических и других параметров [5]. Существует также понятие «литотехногенез» – формирование новых техногенных пород, техногенно-измененных грунтов, техногенно-минеральных месторождений, возникающих в результате производственной деятельности человечества [6, 7]. Данное понятие также относится к геоморфологическим процессам, протекающим в самой верхней части литосферы.

Таким образом, термины «техногенез», «техногенный литогенез» и «литотехногенез» в современной науке отражают изменения ландшафтов, перераспределения элементов и образование новых грунтов, пород и месторождений в земной коре и на поверхности земли под воздействием техногенных процессов, включая в себя и загрязнение окружающей среды. Термины упоминаются в работах по геоморфологии, инженерной геологии, археологии и в большей степени касаются процессов, происходящих в приповерхностных условиях земли.

Техноморфизм. В связи с развитием новых методов разработки нефтяных месторождений важное значение приобретают литологические исследования результатов техногенного воздействия на породы в пластовых условиях, не редко характеризующихся повышенными пластовыми температурами и давлениями. Описанные изменения пород нельзя относить к процессам литогенеза. Поэтому для техногенных факторов, меняющих облик пород, можно предложить выделить новую стадию изменений горных пород – техноморфизм, поскольку в зависимости от типа антропогенного воздействия одна и та же порода может приобретать кардинально разные свойства. Основным фактором таких преобразований пород выступают уже не природные процессы, а антропогенное воздействие.

«Техноморфизм» – стадия преобразований горных пород в пластовых условиях при техногенном воздействии, которое приводит к значимым изменениям состава и свойств пород в реальном (не геологическом) времени. Основным влияющим фактором являются именно техногенные процессы, а не естественные условия среды. Цель изучения техноморфизма – повышение эффективности добычи полезных ископаемых путем прогноза их изменений при определенном техногенном воздействии, а также экологический контроль за процессом разработки.

Для исследования техноморфизма необходимо изучить и сравнить состав и свойства пород до и после техногенного воздействия. Это позволит установить изменения, произошедшие в породе, и оценить эффективность выбранного воздействия. Данное направление исследований не является новым, однако в ближайшем будущем оно может стать особенно актуальным в связи с задачами, которые ставит разработка месторождений. К нему можно отнести уже проводимые в лабораториях исследования пород в условиях, моделирующих пластовые: тестирование различных вытесняющих жидкостей; подбор проппантов, кислотных составов, буровых растворов и другие виды воздействия на породу (или ее модель, созданную, например, с помощью 3Д-принтера). Особенно широко развиты фильтрационные эксперименты [8]. Конечной целью таких экспериментов является оптимизация выбранного вида воздействия на целевые отложения в реальных пластовых условиях.

С точки зрения нефтяной геологии изучение техноморфизма должно способствовать развитию ключевых характеристик разработки: (1) увеличению скорости отбора нефти за счет совершенствования методов интенсификации добычи (например, за счет оптимизации технологии ГРП для горизонтальных скважин); (2) увеличению нефтеотдачи пород, в том числе, вовлечение в разработку ранее не вовлекаемых ресурсов УВ.

Пример анализа техноморфизма. Вовлечение в разработку новых нефтяных объектов связано, в частности, с технологиями добычи трудноизвлекаемых запасов, к которым относится широкий спектр отложений с различными характеристиками пород и содержащихся в них углеводородов (низкопроницаемые, сложнопостроенные, обводненные, высоковязкие и многие другие). Для подбора оптимальных методов разработки сложнопостроенных геологических объектов выполняются промысловые и лабораторные эксперименты, общение недостатков которых может способствовать более эффективному решению поставленных задач.

В части последних, можно выделить фильтрационные и эксперименты по вытеснению нефти из пород в условиях, моделирующих пластовые. Методы определения коэффициента вытеснения нефти различными агентами, лабораторные исследования химических реагентов технологий, в частности, полимерного заводнения, регламентируются с прошлого века (например, ОСТ 39-195-86) [8]. Однако в каждом из этих регламентов есть общий недостаток – отсутствие рекомендаций по выбору образцов для экспериментов и изучению их состава и свойств, кроме фильтрационных, до и после воздействия.

При изучении тепловых методов обычно основной акцент делается на определении фильтрационных характеристик породы и органического вещества до и после воздействия. Необходимо отметить большой объем проведенных термических исследований для отдельных минералов, направленных на установление их свойств в процессе нагрева. Разрозненность лабораторных исследований, очевидно, снижает их

общую информативность. По мнению автора, взаимоувязанный анализ различных видов лабораторных исследований геологического разреза целевого пласта и покрышек может способствовать повышению информативности анализа техноморфизма для решения важных практических задач.

Однако существует ряд сложностей, которые можно рассмотреть *на примере теплового воздействия на отложения верхнеюрской нефтематеринской формации Западной Сибири.*

Нефтематеринская верхнеюрская формация – широко развитые в Западной Сибири углеродистые отложения общей толщиной 15–45 м. Формация сложена циклическим переслаиванием низкопроницаемых углеродистых (Сорг 5–2 %) карбонатно-глинисто-кремнистых пород, не обладающими коллекторскими свойствами, но содержащими в себе сорбированные керогеном жидкие углеводороды (УВ), и тонких пропластков (0,5–3 м) низкоуглеродистых (до 5 %) кремнисто-карбонатных пород, характеризующихся приемлемыми коллекторскими свойствами и наличием миграционно-способных УВ в связанном емкостном пространстве. Таким образом, в составе данной формации выделено два класса пород, различающихся минерально-компонентным составом и обладающих принципиально различными коллекторскими свойствами [10]. Для верхнеюрской нефтематеринской формации исследования техноморфизма актуальны для (1) увеличения нефтеотдачи коллекторов за счет оптимизации уже применяемых технологий разработки, например, ГРП и (2) для создания новых способов вовлечения в разработку низкопроницаемых нефтематеринских пород, содержащих в себе огромные неизвлекаемые ресурсы нефти.

Важную задачу для анализа техноморфизма поставил эксперимент по закачке воздуха в верхнеюрские отложения, который ведется на Средне-Назымском месторождении с 2009 года [11]. Анализ керна пород, подвергавшихся техногенному воздействию в течение шести лет, позволил сделать вывод, что закачка воздуха может являться способом поддержания пластового давления в коллекторах и, следовательно, увеличения их нефтеотдачи, но пока не способна вовлечь в разработку низкопроницаемые углеродистые породы, насыщенные сорбированными УВ.

Важно отметить, что методология исследований техноморфизма еще не проработана, но реализация подобных исследований методом проб и ошибок позволяет существенно продвинуться в понимании процессов изменения пород в пластовых условиях при техногенном воздействии на них.

Сравнение керна пород без теплового воздействия и после него позволило установить произошедшие в породах изменения: приобретение светлой окраски из-за окисления ОВ и исчезновения УВ; появление розовой окраски за счет окисления пирита до образования гематита. Морфология порового пространства пород-коллекторов практически не изменилась [11]. Технология закачки воздуха с целью теплового воздействия на породы была направлена на вовлечение в разработку именно

низкопроницаемых нефтематеринских пород, содержащих в себе сорбированные жидкие УВ, а этого не произошло. Поэтому для изучения теплового техноморфизма данного класса пород были поставлены лабораторные эксперименты с нагревом образцов соответствующих литотипов, выполненные «Сколковском институте науки и технологий» [12] и филиале «ПермНИПИнефть» [13] ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг».

Принципиальным моментом исследований являлся выбор образцов разных классов пород. Представительные фрагменты керна разных классов пород отбирались для изготовления шлифов, оставшаяся часть подвергалась измельчению на дробилке и перемешивалась. Дробленая порода делилась на части: одна часть поступала на исследования как исходный образец, другие – совместно с фрагментами на шлифы подвергались обработке при различных температурах. Из исходной и термически обработанных дробленых проб отбирались навески на пиролитические исследования, а оставшаяся часть истиралась для определения минерального состава пород.

Изменения пород-коллекторов, изученные после их окисления в пластовых условиях и по результатам лабораторного эксперимента с нагревом пород в присутствии кислорода, оказались идентичными. До температуры 250 градусов в данных породах происходила дегидратация глинистых минералов и кремнезема, окисление органического вещества. При температуре свыше 350 градусов началось разложение пирита до пирротина и гематита, растворение карбонатных минералов и образование сульфатов, которые могут частично запечатывать емкостное пространство пород-коллекторов [12]. Процесс в целом идет с сохранением объема емкостного пространства породы. Сопоставимость результатов исследований пород после воздействия на них в пластовых и лабораторных условиях указывает на корректность постановки лабораторного эксперимента [13].

Не затронутые воздействием в пластовых условиях низкопроницаемые углеродисто-карбонатно-глинисто-кремнистые породы являлись основным объектом исследований в рамках лабораторного эксперимента с нагревом пород. Для данного литотипа минеральные изменения аналогичны породам-коллекторам. Принципиальным отличием двух классов пород является содержание органического вещества: в низкопроницаемых породах оно играет роль цемента, в который погружены минеральные агрегаты породы. При температуре выше 250 градусов органическое вещество активно окисляется, происходит пиролиз керогена, десорбция жидких углеводородов, а в самих породах за счет данных процессов формируются связанные каналы фильтрации, связывающие ранее закрытые поры в единое емкостное пространство и способствующие миграции УВ. Таким образом, тепловое воздействие на низкопроницаемые нефтематеринские породы должно способствовать их вовлечению в разработку.

Выводы. В связи с развитием технологий разработки трудноизвлекаемых запасов нефти лабораторные исследования, направленные на моделирование техногенного

воздействия на породы с целью прогноза их преобразований в пластовых условиях при аналогичных процессах, являются актуальными.

Предложено введение термина «техноморфизм», определяющего стадию преобразований пород в пластовых условиях при агрессивном техногенном воздействии, которое приводит к значимым изменениям состава и свойств пород в реальном (не геологическом) времени.

С точки зрения нефтяной геологии, анализ техноморфизма может способствовать: увеличению нефтеотдачи пласта и ускорению развития новых технологий разработки, а также контроль за негативным воздействием на окружающую среду. Методики анализа техноморфизма актуальны, но не регламентированы, что делает актуальным данное направление исследований.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Значение изучения эволюции осадочного породообразования в истории Земли для реконструкции изменений геохимических обстановок поверхности // Известия ВУЗов, геология и разведка. 2019. №2. С.27–34.
2. Ферсман А.Е. Геохимия. Л.: ОНТИ-Химтеорет. Т.2. 1934. 354 с.
3. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988, 328 с.
4. Геологический словарь в трех томах. Издание третье, переработанное и дополненное. Т.3. Р-Я. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 440 с.
5. Трофимов С.Я., Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпеица И.И. Минеральные компоненты почв: учебное пособие по некоторым главам курса химии почв. Москва, 2007. 109 с.
6. Гуман О.М., Макаров А.Б. Литотехногенез мелкозернистых песчаных техногенных образований // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания. – Казань: Издательство Казанского университета. 2019. С.114–115.
7. Талалай А.Г. Основы литотезногенеза / Талалай А.Г., Макаров А.Б., Глушкова Т.А. // Техногенез и экология. Екатеринбург. 1996. С.4–17.
8. ОСТ 39-195-86. Нефть. Метод определения коэффициента вытеснения нефти водой в лабораторных условиях. 1985. 18 с.
9. Палий А.О. Разработка нефтяных месторождений: Учебник. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. 319 с.
10. Немова В.Д. Многоуровневая литологическая типизация пород баженовской свиты // Нефтяное хозяйство. 2019. №8. С.13–17.
11. Немова В.Д., Панченко И.В. Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. №1.
12. Немова В.Д. Анализ техноморфизма на примере термического воздействия на верхнеюрские отложения Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2021. № 3. С. 22–27.

13. Немова В.Д. Техногенез и техноморфизм: теория и подходы к исследованиям на примере верхнеюрских отложений Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2021. №2. С.7–14.

В.И. Попков

КубГУ, г. Краснодар

НЕКОТОРЫЕ ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

По мере истощения разведанных ресурсов нефти и газа в верхних горизонтах осадочных бассейнов интересы нефтяников начинают привлекать более глубоко залегающие комплексы, в том числе породы доверхнепермского палеозоя молодых платформ. Относительно тектонической их принадлежности существуют различные мнения. Большинство исследователей считают, что они слагают фундамент молодой платформы, другие объединяют их с верхнепермско-триасовым переходным комплексом, а некоторые допускают возможность отнесения данных отложений к платформенному чехлу.

Аргументация двух последних точек зрения сводится к следующему:
1) отсутствие регионального метаморфизма. Если и есть метаморфические породы, то они приурочены к участкам внедрения гранитных интрузий или крупным разломам;
2) отсутствие значительной дислоцированности толщ, носящей, по их мнению, локальный приразломный характер.

Данная проблема имеет несомненное важное практическое значение, поскольку условия формирования скоплений нефти и газа в осадочном чехле и в фундаменте контролируется различными факторами. Принципиально отлична и методика геологоразведочных работ в этих комплексах пород. Совершенно очевидно, что корректно этот вопрос не может быть решен без детального изучения вещественного состава пород, степени их постдиагенетических преобразований.

Замети, что специалист, имеющий даже минимальную литологическую подготовку, без труда установит при микроскопическом изучении пород наличие метаморфогенных преобразований и их глубину, отличит региональный метаморфизм от локального термального или низкотемпературного дислокационного и т.п.

Для определения характера дислоцированности толщ необходимо изучение кернового материала, а также данных сейсморазведки. Временные разрезы при этом должны быть соответствующим образом обработаны с выполнением процедур миграции и др. При этом надо иметь ввиду, что даже получение пологих отдельных отражений не является свидетельством слабой дислоцированности толщ, поскольку здесь может

сыграть свою роль ориентация профиля относительно оси складки, наличие отдельных блоков и участков относительно мало дислоцированных толщ.

Изучение материалов глубокого бурения [1–4 и др.] свидетельствует о том, что фундамент обширных районов молодых платформ сложен слабометаморфизованными породами, прорванными в пределах выступов гранитоидами позднего палеозоя. Для пород, слагающих фундамент, характерен метаморфизм преимущественно в мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма. В наиболее эродированных участках, а также зонах интенсивной гранитоидной переработки, степень их метаморфизма возрастает, достигая мусковит-биотитовой субфации. На склонах выступов сохранились в ряде случаев слабоизмененные терригенные образования (метагенез, глубокий катагенез), отвечающие нижней молассе, формирующие верхний структурный ярус фундамента [5].

Установлено, что сохранность обломочного материала в процессе глубоких катагенетических преобразований пород во многом обусловлена его характером первоначальной структуры: сгруженностью, сортировкой, размерами и формой. Так, сохранность обломков наилучшая там, где псаммитовые зерна хорошо отсортированы по размерам и количественно не превышают 60 % всего объема породы, будучи разобщены и «запечатаны» цементом базального типа. Иначе преобразованы терригенные компоненты других пород, отличающихся большей насыщенностью и худшей отсортированностью обломков, которые зачастую превращены в сланцы с едва уловимыми признаками бластопсаммитовых структур. Между этими и предыдущими породами имеются многочисленные промежуточные разности.

В приконтактовых зонах с интрузиями вмещающие породы претерпели более интенсивные преобразования за счет явлений контактового метаморфизма, выразившиеся в ороговиковании пород, появлении более высокотемпературных парагенезисов минералов. По мере удаления от интрузива процессы термального воздействия ослабевают, отражаясь в возникновении узловатых стяжений в слюдястых прослоях. В скважинах или же интервалах, отстоящих на значительное расстояние от интрузива, отмечаются случаи присутствия пород, измененных на стадии глубокого метагенеза, сохранивших в значительной мере отдельные черты исходных осадочных толщ.

Поскольку перечисленные метаморфогенные преобразования проявлены крайне неравномерно, то, будучи взятые в отдельности даже из близко расположенных интервалов разреза, они могут привести (и уже приводят) исследователей к ошибочным заключениям о генезисе этих толщ.

Решению данной проблемы может способствовать также традиционный формационный анализ, позволяющий выделить формационные ряды, свойственные тем или иным геодинамическим обстановкам [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 19-05-00165-а; РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 р_а.

Литература

1. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 106–113.
2. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1986. № 5. С. 135–143.
3. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1989. № 10. С. 125–128.
4. Попков В.И., Попков И.В. Состав и постдиагенетические преобразования отложений нижнего структурного яруса палеозоя запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019. № 4(75). С. 67–77.
5. Попков В.И., Попков И.В. Структурно-формационная характеристика верхнепалеозойских отложений запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019. № 4 (75). С. 9–17.

А.Д. Савко

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

ФАЦИАЛЬНЫЙ И СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗЫ – ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ЛИТОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (НА ПРИМЕРЕ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

Воронежская антеклиза (ВА) является положительной структурой, на территории которой в фанерозое неоднократно менялись палеогеографические условия, формировались и размывались древние коры выветривания, трансгрессировали и регрессировали моря, что приводило к образованию различных типов пород. Последние могли подвергаться эпигенетическим процессам и изменениям их состава. В отдельные этапы геологического развития рассматриваемой структуры прослеживается серия сменяемых друг друга групп континентальных, переходных и морских фаций. С ними связаны различные полезные ископаемые, основу прогноза поисков которых представляют фациальные карты. Дополнительные данные для прогноза можно получить с помощью анализа палеогеоморфологических карт, поскольку на разных уровнях рельефа могут формироваться различные типы минерального сырья. Ниже приводится пример использования фациального и стадияльного анализов для прогноза поисков различных полезных ископаемых в аптских отложениях ВА.

Аптские отложения мощностью до 30 м представлены глинисто-алевритово-песчаными породами. На фациальной карте аптского века по направлению с юга на север выделяется пять фациальных зон: 1 – возвышенной аллювиальной равнины, 2 – низовьев

аллювиальной равнины, 3 – лагунно-морские, 4 – прибрежно-морские 5 – мелководно-морские. С этими зонами связаны различные полезные ископаемые.

На возвышенной аллювиальной равнине в наиболее полных разрезах, в их нижних частях, залегают русловые пески, в средних – озерно-болотные каолиновые глины, в верхних – пойменные мелко- и тонкозернистые пески и алевриты [1–6]. Большинство же разрезов сложено только кварцевыми песками. Это песчано-гравийные образования, разнозернистые (от крупно- до тонкозернистых), крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые пески. Соотношение различных по зернистости песков может меняться от разреза к разрезу, однако в целом отмечается тенденция к уменьшению размера зёрен снизу вверх. При этом песчано-гравийные отложения пристрежневых фаций сменяются средне- и мелкозернистыми песками прирусловых отмелей и валов, на которых залегают пойменные и старичные отложения мелко-тонкозернистых песков, алевритов и глин с горизонтальной и близкой к ней слоистостью. С фациями рассматриваемой группы связаны месторождения латненских огнеупорных глин, стекольных, формовочных и строительных песков. Среди последних наиболее ценными являются песчано-гравийные смеси, образованные в русловых фациях.

В низовьях аллювиальной равнины обычно развиты тонкозернистые пески и алевриты с углефицированными растительными остатками, залегающие на крупнозернистых гравелистых песках, мощность которых сильно варьирует, из-за чего соотношение крупнозернистых и тонкозернистых песков в разрезе резко меняется. Отмечаются площади, где разнозернистые русловые пески полностью слагают разрез. По простиранию они могут сменяться линзами темно-серых и серых глин озерно-болотных фаций. С ними связаны месторождения огнеупорного сырья, по качеству уступающего латненским разностям.

Фации лагунно-морской зоны представлены тонко-мелкозернистыми песками, реже алевритами, среди которых отмечаются линзы глин иллит-каолинового состава. Здесь отложения апта делятся на три толщи - нижнюю, среднюю и верхнюю. В нижней преобладают серые, светло-желтовато-серые, пепельно-серые, кварцевые, слюдистые, глинистые пески. В средней развиты глины светло-серые, темно-серые, неравномерно пятнистые за счет буровато-желтых, бурых, вишнево-красных, фиолетовых пятен "ожелезнения". Они плотные, жирные, умеренно-пластичные, участками песчаные, алевритистые. Верхняя толща сложена серыми, светло-серыми, слабослюдистыми, глинистыми песками с линзами серых глин, в кровле - с прослоями и линзами кварцитовидных песчаников. Часто разрезы представлены тонким переслаиванием алевритов и глин, определенными условиями переменной гидродинамики морского бассейна. С рассматриваемой зоной связаны наибольшие перспективы открытия месторождений тугоплавких глин.

В прибрежно-морской зоне формировались пески с изменчивым гранулометрическим составом, как по разрезу, так и площади. Для них характерна

разнонаправленная мульдобразная и пачечная косая слоистость. Пески отличаются хорошей сортировкой кварцевых зерен и повышенным содержанием тяжелых минералов. Именно для песков с мелкой мульдобразной слоистостью характерно высокое содержание тяжелых минералов (Волчинская титан-циркониевая россыпь), которые сосредоточены преимущественно во фракции 0,25–0,1 мм. Участки с повышенным содержанием тяжелых минералов в одних случаях разобщены в плане глинистыми песками, в других – песками с высокими содержаниями фракций крупнее 0,25 мм. Россыпи залегают в виде вытянутых линзовидных тел шириной от 0,5 до 3 км и протяженностью от 1 до 3 км. Общая ширина полосы распространения рудоносного пласта, в которой встречены линзы с концентрацией полезных минералов более 10 кг/м³, может достигать 4 км [6]. Зона перспективна для поисков циркон-титановых россыпей и стекольных песков.

Мелководно-морская зона широкой дугой охватывает северную часть ВА и представлена кварцевыми мелкозернистыми песками. В них наблюдается разнонаправленная косая слоистость с косыми сериями слоев мощностью до 40 см, чередующимися с горизонтально-слоистыми сериями мощностью до 20 см. На самом севере территории пески имеют зеленовато-серую окраску за счет примеси глауконита. На северо-востоке рассматриваемая зона сложена серыми и темно-серыми мелко- и тонко-мелкозернистыми кварцевыми слюдистыми глинистыми песками с глауконитом и примесью зерен полевого шпата (5–7 %). Содержание глауконита колеблется в широких пределах, а в некоторых разрезах он становится породообразующим. В песках отмечается тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая распределением глауконита и глинистого материала.

В постаптское время рассматриваемые отложения были перекрыты меловыми и кайнозойскими породами. При формировании рельефа в неогеновое время в верхних частях разрезов образовались кварцитовидные песчаники на опаловом цементе [6]. Они являются сырьём для облицовочных и архитектурно-декоративных изделий. Песчаники выходят на дневную поверхность, обнажаются в коренном залегании, а также встречаются в виде плит и глыб, перенесенных на значительные расстояния Донским ледником. Определяющими процессами цементации на перегибах склонов речных долин в миоцене были динамика подземных вод, гидрохимические барьеры, в особенности замедленная циркуляция через тонкозернистые и глинистые пески, при которой растворенный в воде SiO₂ успевал осаждаться в порах и в виде регенерационных каемок на зернах кварца.

Существенно кварцевый состав песков предполагает использование их в качестве стекольного сырья. Однако наличие в них примесей, преимущественно оксидов железа, крайне затрудняет эту задачу. Вместе с тем установлено, что в тех местах, где аптские отложения в долинах рек перекрываются четвертичными ледниковыми и межледниковыми отложениями, пески практически не содержат железа и могут

использоваться как стекольные (Богдановское месторождение). Поэтому залегание отложений квартера на аптских является прямым поисковым признаком на качественное стекольное сырьё, крайне дефицитное в ЦЧЭР.

Литература

1. *Андреенков В.В., Савко А.Д.* Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы / Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 15. Воронеж : Изд-во ВГУ, 2003. 94 с.
2. *Бортников Н.С.* и др. История каолинита в коре выветривания и связанных с ней месторождениях глин по данным ЭПР // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 227–230.
3. *Крайнов А.В.* Вещественный состав огнеупорных и тугоплавких глин аптского яруса северо-восточного склона Воронежской антеклизы // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. № 1. С. 296–299.
4. *Савко А.Д.* Огнеупорные глины и каолины Воронежской антеклизы / Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин. М.: Наука. 1990. С. 35–47.
5. *Савко А.Д., Новиков В.М., Крайнов А.В.* и др. Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 1. Огнеупорные и керамические глины // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2011. № 2. С. 116–136.
6. *Савко А.Д., Крайнов А.В., Давыдов Д.Н., Ратников В.Ю.* Минерагения аптских отложений Воронежской антеклизы. Статья 2. Полезные ископаемые песчаных пород // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2012. № 1. С. 155–172.

К.М. Седаева

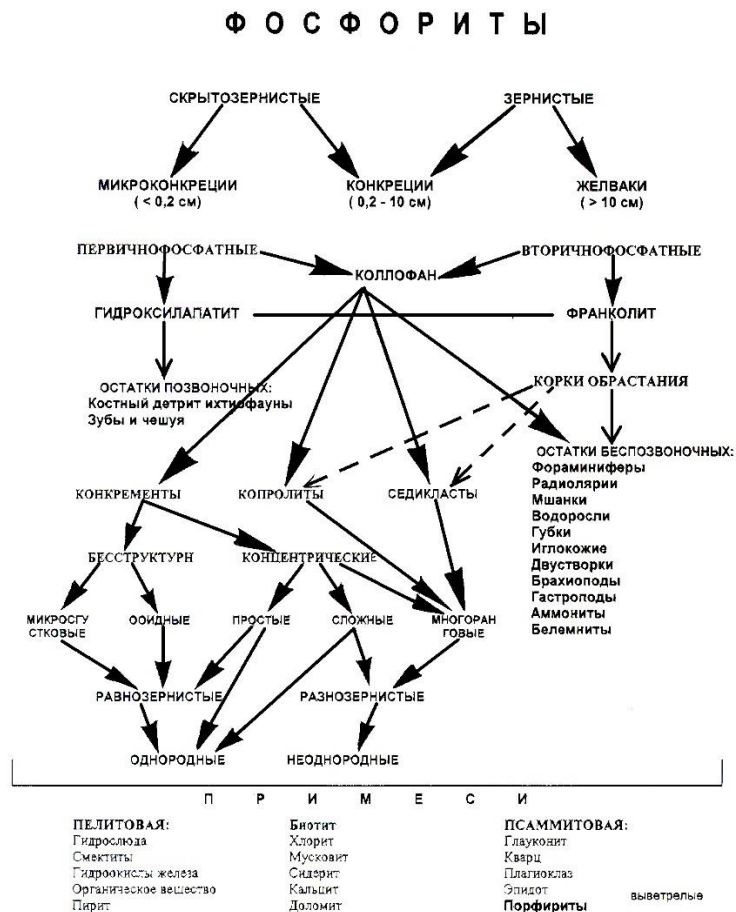
МГУ им М.В. Ломоносова, г. Москва

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ФОСФОРИТОВ

Структурно-вещественная типизация фосфоритов базируется на эмпирическом обобщении данных, полученных ранее при их изучении на основе общенаучных законов естествознания (физики, химии, термодинамики, биологии и др.), которые являются определяющими в реализации геологических процессов [6, с. 15]. Современная минералогия, петрология, геохимия, литология и морская геология активно используют их в изучении эволюции вещественного состава и при моделировании природных процессов. Классифицировать по генетическому признаку практически невозможно, т.к. «... *главным импульсом образования и накопления фосфоритов являлся широкий комплекс геологических условий, благоприятствовавших и обеспечивавших фосфоритогенез*» [5, с. 12]. Поэтому проведена их типизация по структурно-вещественным признакам с учетом форм их нахождения, минерального состава полезного компонента, примесей, и остатков фауны и флоры (приложение 1).

Приложение 1.

Виды фосфоритов.



Фосфориты встречаются почти на всех континентах, в отложениях всех геологических эпох (от докембрия доныне), в разных геодинамических обстановках и на разных тектонических структурах [1, 2, 5 и др.]. Их образование связано с жизнедеятельностью бактерий, перерывами в осадконакоплении, корами выветривания как субаэральными, так и субаквальными, часто пространственно сближенных между собой, и морскими трансгрессиями, происходившими в эпоху быстрой трансформации климата от гумидного к ариднему [3, 4, 6]. Последнее препятствует выносу аллохтонного, терригипергенного материала и ведет к образованию продуктов выветривания и вторичной мобилизации и концентрации полезного компонента [3, 6].

Таким образом, фосфориты являются образованиями субаэральных и субаквальных кор выветривания фосфатсодержащих карбонатных, эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, причем наиболее высокопродуктивными среди них являются фосфориты трансгрессивных комплексов.

Фосфоритом принято называть породу с содержанием $P_2O_5 > 13,8\%$, макроскопический их облик разнообразен и обманчив, их можно принять за граувакковые песчаники, яшмы, кремни, известняки, ракушечники и другие породы. В них часто отмечается присутствие разнообразной по составу примеси пелитовой (*гидрослюда, смектиты, гидроокислы железа, пирит, органическое вещество*) и алеврито-песчаной размерности (*кварц, глауконит, биотит, хлорит, мусковит, сидерит, кальцит, плагиоклаз, микроклин, циркон, выветрелые эпидот и порфириты*). Среди них наблюдаются скрытозернистые и зернистые разности в виде микроконкреций (<2 мм), конкреций (0,2–10 см) и желваков (>10 см). Они состоят из первично фосфатного минерала – гидроксилapatита (*остатки позвоночных: костный детрит, зубы и чешуя ихтиофауны, и др.*) и коллофана, с микросгустковой или комковатой текстурой. Округлые бесструктурные комочки фосфата типа псевдооолитов, иногда или часто с тонкой каемкой слоистого и слабо действующего на поляризованный свет вторично фосфатного минерала франколита. Данный минерал слагает и оолиты с несколькими слоями каемок. Нередко целые их группы покрываются единой новой каемкой, иногда слоистой, с несколькими оболочками, что косвенно указывает о многостадийном и полициклическом образовании оолитов. Часто в фосфоритах и фосфатсодержащих комплексах встречаются остатки беспозвоночных, замещенные франколитом (*фораминиферы, радиолярии, мшанки, водоросли, губки, иглокожие, двустворки, брахиоподы, гастроподы, аммониты, белемниты и др.*). В них также отмечаются микробные образования в виде бесструктурных сгустков и концентрических оолитоподобных образований – бактериальные конкременты или биоценоотические желвачки, внешне и по внутреннему строению похожих на железистые и известковые оолиты, а также на камни, встречающиеся в полостных органах и выводных протоках человека и млекопитающих. Выявлено, что бесструктурный тип бактериальных конкрементов образуется при быстром и массовом их накоплении при преобладании седиментационных процессов, оолитовый тип – при замедленном осадконакоплении под влиянием эрозионных процессов [3–4].

Разнообразие морфокомпонентного и минерального состава фосфоритов и примесей, структуры и форм их нахождения были учтены при составлении структурно-вещественной типизации. Ее использование при исследовании вновь открытых проявлений и залежей фосфоритов позволит ускорить процесс выявления полезного компонента (не только P_2O_5 , но редких и рассеянных элементов, находящихся в них), его морфологический и минеральный вид в изучаемых комплексах и пролить свет на масштабность проявления фосфогенеза и связь их с металлогенией региона.

Литература

1. Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. – М.: Госгеолиздат, 1951. 180 с.
2. Фосфориты и фосфогенез. Тезисы докладов. – Черкассы, 1992. 65 с.

3. *Седаева К.М.* О бактериальной природе фосфоритов // Доклады РАН, 1994. Т.336, № 1. С. 88–92.
4. *Седаева К.М., Чика Е.И., Николаев С.Ю.* Фосфориты Подмосковья (Факторы формирования и локализации) // Бюлл. МОИП. Отд. ГЕОЛ. 1994. Т.69, вып.3. С. 46–58.
5. *Соколов А.С.* Главные направления геолого-генетических исследований фосфоритов // Горный вестник. 1996, специальный выпуск 96. С.11–16.
6. *Фролов В.Т.* Наука геология: философский анализ. – М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.

В.М. Сорокин, Т.А. Янина, В.Л. Лукаша, Н.Т. Ткач
МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

Верхнечетвертичные отложения Черного и Каспийского морей, накопившиеся во время последнего, валдайского, оледенения и в голоцене, изучены наиболее полно и служат моделью для понимания гораздо менее изученных предшествующих ледниково-межледниковых циклов. Тем не менее, существуют проблемные и дискуссионные вопросы, требующие разрешения, в том числе для корреляции стратиграфических схем и событий.

1. В Черном море в составе верхнечетвертичных осадков в террасах и в скважинах, пробуренных на шельфе и в глубоководной впадине, достоверно установлены карангатский, новоэвксинский, древнечерноморский и новочерноморский горизонты. Проблематично выделение и хронологическое положение в разрезе посткарангатских (тарханкутско-каркинитских) и сурожских слоев.

2. В Каспийском море верхнечетвертичные отложения достоверно представлены верхнехазарским, ательским, нижнехвалынским, верхнехвалынским, мангышлакским и новокаспийским горизонтами. Дискуссионно выделение и/или хронологическое положение гирканского, хвалынского и мангышлакского горизонтов.

3. Существует проблема в корреляции разрезов черноморских и каспийских осадков, вытекающая из обоснования выделения перечисленных выше горизонтов и их соотношения в Манычском проливе. В соответствии с преобладающей точкой зрения верхнехазарские отложения сопоставляются с карангатскими, гирканские – с позднекарангатскими и посткарангатскими, ательские – с посткарангатскими, нижнехвалынские – с сурожскими и/или ранненовоэвксинскими (LGM), верхнехвалынские и мангышлакские – с верхненовоэвксинскими (после LGM), новокаспийские – с черноморскими.

4. Выполненные нами исследования черноморских и каспийских осадков базируются на результатах литологического, палеонтологического,

палеогеографического анализом, подтвержденных данными датирования абсолютного возраста. Они допускают отличную от традиционной интерпретацию связи и последовательности геологических событий в изученных бассейнах, обусловленную развитием позднеплейстоценового оледенения Русской равнины. Основываясь на полученных данных, мы предполагаем следующее. Гирканская трансгрессия Каспийского моря случилась в конце микулинского межледниковья и соответствует завершающим стадиям карангатской трансгрессии Черного моря и начальной фазе калининского оледенения (МИС5,4). Ательская регрессия соотносится с посткарангатской регрессией (МИС4). Раннехвалынская трансгрессия развивалась во время средневалдайского межстадиала и одновозрастна слабо изученной и во многом загадочной сурожской трансгрессии (МИС3). Максимум внутри хвалынской регрессии совпал с новоэвксинской регрессией и обе совпали с максимумом осташковского оледенения (МИС2 LGM). Позднихвалынская и новокаспийская трансгрессии, разделенные мангышлакской регрессией, одновозрастны объединенной новоэвксинско-черноморской трансгрессии и развивались в поздне - послеледниковое время конца позднего плейстоцена и голоцена.

Е.М. Тесакова^{1,2}

¹*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

²*ГИН РАН, Москва*

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ОСТРАКОД В МЕТОДЕ МОРФОГРУПП

В черных сланцах из нижнего тоара и нижнего байоса севера Сибири на нижней и верхней границе черных обогащенных органикой тонких (2–5 мм) прослоев наблюдались обильные скопления остракод (О) рода *Camptocythere*, а в чередующихся с ними серых глинах – разнообразная и обильная фауна фораминифер (БФ) с подчиненным количеством О. В самих черных слоях изредка встречались экземпляры эврибионтных БФ *Ammodiscus* и *Saccamina* [1].

Особенность с численным преобладанием камптоцитер в пограничных слоях была связана с чередованием периодов хорошо аэрируемых и застойных придонных вод, периодически возникавших при усилении притока органического вещества [1]. Резкое преобладание О над Ф обосновывалось дефицитом кислорода в придонной воде, ссылаясь на хорошо развитые поры у камптоцитер и присутствием двустворчатых моллюсков родов *Malletia*, *Nukulana* и др. представителей, процветающих при дефиците кислорода. Но эти доводы не подкрепляют предположение о дизоксии на поверхности дна во время накопления пограничных слоев.

Во-первых, ситовидные поры у рода *Camptocythere*, как и у множества других *O*, никак не связаны с количеством кислорода в воде. Исследования по связи формы ситовидных пор с соленостью были проведены у *Cyprideis torosa* (Jones), обитавшего с неогена по настоящее время в бассейнах с отклоняющейся соленостью в диапазоне от 0,6 до 100 ‰ [2 и др.]. У других *O* зависимость формы или числа пор ни от солености, ни от содержания кислорода никогда не наблюдалась. Кроме того, вид *C. torosa* может выдерживать гипоксию в сочетании с высокими концентрациями сероводорода в течение нескольких недель – т.е. является эвтрофным, устойчивым к сульфидам оксифильным видом [3 и др.].

Показателями дизоксии в придонной воде являются *O* рода *Cytherella* Jones; их моновидовые ассоциации или доминирование в комплексах указывает на это [4, 5 и др.]. В средней юре европейской России эвтрофными являются, например, *Acanthocythere milanovskyi* (Lyub.) [6] или *Fastigatocythere* sp. A [7]. Их терпимость к периодическому снижению кислорода доказывается ростом численности на фоне низкого разнообразия. Высокое обилие камптоцитер как в нижнем тоаре, так и нижнем байосе тоже говорит об эвтрофном бассейне, но не служит доказательством дизоксии в придонной воде. Во-вторых, размер раковин перечисленных моллюсков (>2 мм), порой превышающий мощность пограничных слоев, затрудняет их точную привязку к ним.

Противопоставление микрогрупп по отношению к дизоксии – *O* к ней толерантны, а БФ нет – из-за того, что графики уровня кислорода и обилия БФ снижаются синхронно, в то время как обилие *O*, напротив, возрастает [1] – в корне неверно. Обе фауны оксифильны и одинаково реагируют на снижение кислорода. Более того, в силу своей сложной организации *O* начинают страдать от дизоксии раньше и драматичнее, чем БФ, при условии, что обе группы занимают сходную нишу, например, принадлежат к эпифауне. То, что множество видов простейших обитает внутри осадка и делят его по глубине (глубокая и мелкая инфауна) позволяет оценить уровень кислорода как внутри осадка, так на его поверхности отдельно.

Применив метод морфогрупп [8 и др.] по БФ для реконструкции кислородного режима нижнетоарских и нижнебайосских битуминозных глин, можно понять, что график кислорода [1] отражает ситуацию только внутри осадка. Уровень кислорода на поверхности дна будет отражаться на графике, построенном по эпифауне. При этом графики для эпифауны БФ и *O* обнаружат высокую сходимость, и озвученный выше конфликт в отношении этих микрогрупп к дизоксии окажется исчерпан.

Мы предлагаем использовать для реконструкции кислородного режима на дне и в осадке сопряженный метод по *O* и БФ, что весьма сильно облегчит подход к выделению морфогрупп без ущерба для результатов. Суть метода: к эпифауне относить всех *O*, к инфауне (не разделяя на мелкую и глубокую) всех БФ, включая эпифаунные таксоны. Существенно более высокая численность БФ относительно *O* отвечает нормальному кислородному режиму внутри и на поверхности дна. Сближение этих кривых говорит об

эвтрофикации и формировании дизоксии в нижней части заселенного простейшими осадка, а вариации кривых отвечают смещению границы дизоксидной зоны внутри осадка. Преобладание О над БФ свидетельствует о полной или частичной аноксии в осадке на фоне нормальной или слабо дизоксидной обстановки на дне. Исчезновение О и небольшое число БФ означает перемежающуюся аноксию на дне, а отсутствие обеих групп – полную аноксию на дне. Важно оговорить: метод эффективен для разрезов, формировавшихся в условиях нормальной морской солености в нижней части верхней сублиторали и на нижней сублиторали.

Литература

1. *Никитенко Б.Л.* Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. № 2(4). С. 38–55.
2. *Rosenfeld, A., Vesper, B.* The variability of the sievepores in Recent and fossil species of *Cyprideis torosa* (Jones 1850) as an indicator for salinity and palaeosalinity. – In: Loeffler, H., Danielopol, D.L. (eds), *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda*. Dr. W. Junk B.V. Publishers, The Hague, 1977: pp. 55–67.
3. *Jahn A., Gamenic I., Theede H.* Physiological adaptations of *Cyprideis torosa* (Crustacea, Ostracoda) to hydrogen sulphide // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1996. Vol. 142. P. 215–223.
4. *Whatley R.C., Pyne R.S., Wilkinson I.P.* Ostracoda and palaeo-oxygen levels, with particular reference to the Upper Cretaceous of East Anglia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2003. V. 194. P. 355–386.
5. *Corbari L., Mesmer-Dudons N., Carbonel P., Massabuau J.-C.* *Cytherella* as a tool to reconstruct deep-sea paleo-oxygen levels: the respiratory physiology of the platycopid ostracod *Cytherella* cf. *abyssorum* // *Marine Biology*. 2005. V. 147. P. 1377–1386.
6. *Тесакова Е.М., Глинских Л.А., Федяевский А.Г.* и др. Микрофоссилии из нижнекемловской аммонитовой зоны Subpratuus Нижегородской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Матер. VIII Всерос. Сов. 7–10 сентября 2020 г. / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, Е.В. Щепетова, А.П. Ипполитов (ред.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 222–230.
7. *Tesakova E.M., Shurupova Ya.A.* Ostracod Analysis of Callovian and Lower Oxfordian Deposits of the Mikhailovtsement Section (Ryazan Region): Methods and Results // *Paleontological Journal*, 2018, Vol. 52, No. 13, pp. 1547–1568.
8. *Nagy J., Reolid M., Rodríguez-Tovar F.J.* Foraminiferal morphogroups in dysoxic shelf deposits from the Jurassic of Spitsbergen // *Polar Research*. 2009. Vol. 28. P. 214–221.

М.А. Тугарова

ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург

СТАДИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение вторичных процессов в осадочных породах было и остается одним из важных направлений литологии. Для глинистых и обломочных пород многие десятилетия разрабатывались схемы стадийных изменений и известны основные структурно-минеральные реперы, отражающие эпигенетические уровни преобразования вещества [1–5]. Карбонатные отложения в эти схемы вписываются плохо, вторичные процессы в них многообразны, зачастую повторяются на разных глубинах (при разных пластовых температурах и давлениях).

Единственным процессом, который все структурные виды карбонатных пород в конечном итоге превращает в мраморы, остается процесс перекристаллизации, но и он не всегда непрерывен в ходе тектонического погружения.

Особенностью вторичных преобразований карбонатных пород является преобладание химических и физико-химических процессов над механическими на всех стадиях литогенеза. При этом очевидно, что чем более метастабилен минеральный состав, тем в большей степени будут оказывать воздействие гидрохимические факторы и тем меньше будет выражен однонаправленный тренд в изменении плотности пород при тектоническом погружении.

В стадийных преобразованиях карбонатных отложений приоритетное значение принадлежит составу и динамике подземных флюидов. При этом температура и давление оказывают влияние на растворимость различных минеральных фаз, определяя геохимическое равновесие в системе порода – флюид.

В нефтегазоносных комплексах флюидно-осадочная карбонатная система характеризуется углеводородно-углекислой специализацией, что во многом определяет специфику стадийных преобразований и делает их прогноз максимально сложным.

Из многочисленных эпигенетических процессов преобразования карбонатных пород-коллекторов, влияющих на фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС), можно выделить несколько наиболее значимых: выщелачивание, доломитизация, перекристаллизация, окремнение и сульфатизация. Из них только один – выщелачивание – однозначно положительно влияет на формирование пустотного пространства. Вторичная доломитизация в условиях низкой минерализации подземных вод может приводить к образованию дополнительной полезной емкости, но, как показывает практика, чаще доломитизация сопровождается процессами сульфатизации или перекристаллизации и суммарный результат этих процессов – уменьшение пористости. Окремнение и сульфатизация всегда приводят к понижению ФЕС.

Прогноз вторичных процессов осложняется возможностью их многократных повторений на разных глубинах (на разных стадиях катагенеза). Это отражено на схеме стадийных изменений карбонатных пород (рис.).

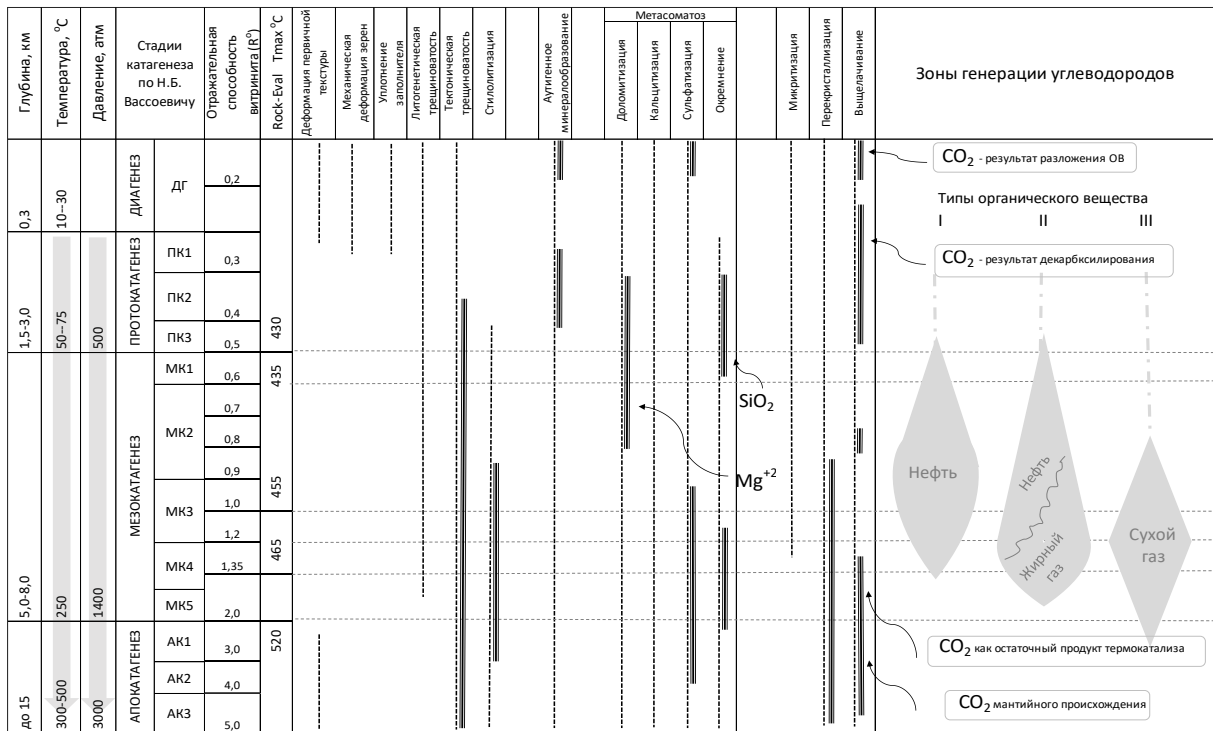


Рисунок. Схема стадийных изменений карбонатных пород и их связь с основными процессами в нефтегазоносных комплексах (толщина линий отражает интенсивность процессов)

Единственным процессом, последовательно усиливающимся в ходе катагенеза, остается процесс перекристаллизации. При этом в узких интервалах разрезов доманика часто наблюдается чередование слоев/линз с разной степенью перекристаллизации и непоследовательный разброс значений Т_{max} в градациях катагенеза от ПК до МК4. Неравномерная вторичная преобразованность доманикитов и доманикоидов контролирует перераспределение углеводородов, эмигрирующих из зон перекристаллизации в менее плотные породы. В отличие от других осадочных толщ карбонатолиты могут создавать вторичное кристаллическое экранирование, формируя по отношению к органическому веществу (ОВ) локальные закрытые системы. В этом случае «запечатанное» в кристаллическом матриксе ОВ в меньшей степени будет подвержено воздействию геостатического давления и температуры. Вероятно, этим и объясняются катагенетические скачки и нарушение регионального катагенетического

преобразования карбонатных существенно битуминозных толщ.

Литература

1. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья/ Докл. АН СССР. 1995. Т. 103. № 6. С. 1085–1088
2. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах / Геотектоника. 1976, № 2. С. 15–30.
3. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 239 с.
4. Янаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. Пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.
5. Янаскурт О.В. Стадийный анализ литогенеза. М.: изд-во МГУ, 1995. 142 с.

Т.А. Шарданова, В.А. Жемчугова

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И СЕКВЕНТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ

Литолого-фациальные исследования терригенных комплексов являются одним из основных элементов комплексного геологического изучения осадочных бассейнов для решения задач стратиграфии, тектоники, а также становятся необходимыми для оценки перспектив нефтегазоносности. Особое значение они приобретают при прогнозе, выявлении и изучении ловушек неструктурного типа.

Литологическое изучение нижнемеловых отложений Западной Сибири (ачимовский клиноформенный комплекс) показало, что распределение фациальных комплексов во многом определяется морфологией относительно глубоководного морского бассейна, сформировавшегося в конце юрского периода и занимавшего большую часть Западно-Сибирской плиты. Накопление алевро-песчаных осадков связано с привнесением кластических компонентов флювиальными потоками, переотложение их донными течениями или волнениями, а также гравитационными потоками различной плотности. Результатом этих процессов является формирование крупных депоцентров терригенного осадконакопления с повышенными коллекторскими свойствами: дельтовые и относительно глубоководные конуса выноса; пески прибрежного мелководья (пляжи, подводные бары); речные русла.

Анализ смены фаций по литорали позволяет воссоздать палеогеографические обстановки в бассейне, а по вертикали - историю развития бассейна [1, 2]. Однако, на характер седиментации действуют факторы, характерные не только для конкретной морфоструктуры, но и общие для всего бассейна. К последним относятся изменения относительного уровня моря (ОУМ), представляющие собой производные колебаний уровня Мирового океана (эвстатика), скорости погружения или воздымания рассматриваемого участка земной коры (локальная тектоника), а также ширина

мелководной зоны и количество приносимого в приемный бассейн осадочного материала. Создание пространственно-временной седиментационной модели без учета этих факторов затруднено.

Последнее десятилетие для лучшего понимания особенностей развития конкретных обстановок осадконакопления и поисков не только терригенных коллекторов, но и экранирующих их горизонтов, применяется комплексный подход.

Литолого-фациальные, биостратиграфические исследования с использованием скважинного каротажа и интерпретации материалов сейсморазведочных работ лежат в основе метода секвентной стратиграфии (Sequence stratigraphy). Секвентная стратиграфия представляет собой направление, нацеленное на выявление и интерпретацию в осадочных толщах следов колебаний уровня моря. В качестве элементарного стратиграфического подразделения рассматривается секвенция, соответствующая одному трансгрессивно-регрессивному циклу - «относительно согласной последовательностью генетически взаимосвязанных слоев, ограниченных в кровле и подошве несогласными или коррелятивными им согласными поверхностями» [3]. Таким образом, колебания ОУМ, а также количество приносимого в приемный бассейн осадочного материала [4] определяют объем и скорости изменения аккомодационного пространства (пространство, в пределах которого может происходить аккумуляция осадка), а значит стратиграфическую последовательность и особенности распределения полигенных осадков.

Седиментологические исследования отложений нижнего мела Широтного Приобья показали, что осадочные тела, сформированные преимущественно гравитационными потоками разной плотности формируют как *донные конуса выноса* у основания склона, так и *склоновые*. Первые формируются во время падения ОУМ (форсированная регрессия) в фондоформенной части секвенции и расположены далеко от береговой линии. Вторые формируются в начале стабилизации ОУМ в его самом низком положении. Отложения склоновых конусов выноса отличаются широким развитием деформационных оползневых текстур. *Дельтовые отложения* и осадки *прибрежного мелководья* формируются в мелководной зоне бассейна как при стабилизации падения и в начале подъема ОУМ (системный тракт низкого стояния), так и при замедлении темпов роста ОУМ и относительном «обмелении» зоны седиментации (системный тракт высокого стояния). В том и другом случае незначительный (или сокращающийся в случае обмеления) объем аккомодационного пространства в условиях сохраняющейся скорости поступления осадочного материала провоцирует проградацию песчаных тел, т.е. вызывает «нормальную» регрессию. Необходимо подчеркнуть, что гидродинамические характеристики зоны седиментации и агенты переноса обломочных компонентов отражаются как в гранулометрической характеристике осадка/породы (коэффициентах сортировки и медианном диаметре), так и в фильтрационно-емкостных

свойствах пород (ФЕС). В свою очередь постседиментационные процессы могут негативно влиять на коллекторские свойства пород.

Таким образом, использование метода секвентной стратиграфии позволяет не только выявлять реальные формы осадочных геологических тел на разных этапах развития бассейна, но и прогнозировать пространственное распределение песчаных коллекторов и глинистых экранов. Метод литолого-фациального анализа подтвердил свою значимость и необходимость для этого актуального направления в изучении седиментационных бассейнов.

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литолого фациальный анализ. Екатеринбург, 2002, 147 с.
2. *Кузнецов В.Г.* Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии. М., РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2012, 244 с.
3. *Mitchum, R.M.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy // Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. — Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1977. Memoir 26, p.205–212.
4. *Posamentier, H.W. and Allen, G.P.*, 1993, Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors; Sedimentary Geology, Volume 86, Issues 1-2, July 1993.

В.Г. Эдер, А.Г. Замирайлова, С.В. Рыжкова
ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Закономерности строения баженовской свиты (БС) в юго-восточном районе ее распространения освещены в литературе в существенно меньшей степени, чем в центральном. Предыдущими авторами (Г.С. Ясович, Е.А. Гайдебурова, Ю.В. Брадучан, И.Д. Полякова и др.) типы разрезов БС были описаны, главным образом, на основе данных изучения керна, ГИС и палеонтологических характеристик свиты в разных сочетаниях. Целью настоящей работы являлось выявление особенностей состава и строения разрезов этой толщи в юго-восточном районе на основе детального комплексного литолого-геохимического исследования пород с учетом данных ГИС. Методика изучения пород БС подробно изложена в (Эдер и др., 2020). По результатам исследования в юго-восточном районе выделено 6 типов разрезов (т.р.).

Тип разреза 2.1 – Вахский (15–20 м) встречается в районе Ледянской мезоседловины и Александровского свода. Типовой разрез описан по скв. № 8 Ледовой площади, где выделяются 4 пачки. *Пачка 1* (1–2,2 м) представлена силицитами или микститами кероген–глинисто–кремнистыми; характеризуется относительно пониженными значениями БК и ГК, значения НГК несколько повышены по сравнению с

подстилающими отложениями. Пачка 2 (3–4 м) – состоит из переслаивания силицитов керогеновых и силицитов–радиоляритов, пачка 3 (1 м) – слагается силицитом–радиоляритом. Пачки 2 и 3 имеют наиболее высокие значения БК по разрезу БС, по сравнению с предыдущей пачкой – незначительное повышение ГК и НГК. Пачка 4 (10–11,5 м) представлена в нижней половине микститами кероген–глинисто–кремнистыми с содержанием кремнезема более 40 %, в верхней половине – микститами кероген–кремнисто–глинистыми (кремнезема менее 40 %); по сравнению с пачками 2–3 отмечаются постепенное снижение значений БК и увеличение НГК и ГК.

Тип разреза 2.2– Нижневартовский, пониженной мощности (10–12 м), встречен вблизи Нижневартовского свода в пределах Варьеганско-Тагринского мегавыступа и Обь-Васюганской гряды. Типовой разрез – по скв. № 199 Ершовой пл. Пачки 1–3 не представляется возможным выделить по каротажу и литологическому составу, этот интервал (3,5 м) представлен силицитами–радиоляритами, переслаивающимися с микститами кероген-глинисто-кремнистыми; отличается относительно низкими значениями ГК и повышенными НКТ. Пачка 4 – охарактеризована керном лишь в своей нижней половине, слагается микститами кероген-глинисто-кремнистыми (2,3 м) вверх по разрезу переходящими в микститы кероген-кремнисто-глинистые; при переходе к пачке 4 значительно увеличиваются значения ГК, которые остаются высоким вплоть до кровли БС, понижается НКТ. Значения БК – высокие по всему разрезу за исключением верхних 2,5 м.

Тип разреза 2.3 – Нюрольский (20–30 м) встречен в районе Чузыкско–Чижапской мезоседловины и Северо–Межовской мегамоноклинали. Типовой разрез выделен по скв. № 47 Арчинской пл. Пачка 1 (1–2,5 м) представлена микститами кероген–глинисто–кремнистыми и кероген–кремнистыми с прослоями карбонатизированных радиоляритов, пачка 2 (5–14 м) – состоит из микситов кероген–кремнисто–глинистых, содержание кремнезема в которых возрастает вверх по разрезу от 30 до 40 %. Пачка 3 (1–2 м) – это силициты–радиоляриты или микститы кероген–глинисто–кремнистые с высоким содержанием остатков радиолярий. Пачка 4 (8–14 м) представлена микститами кероген–глинисто–кремнистыми, вверх по разрезу содержание кремнезема в них понижается от 40 до 30 %. Пачка 1 характеризуется относительно пониженными по разрезу значениями ГК. При переходе к пачке 2 значения ГК несколько повышаются, и остаются стабильными вплоть до кровли пачки 3. Начиная с подошвы пачки 4 наблюдается плавное повышение значений ГК, пик этого показателя по разрезу наблюдается ближе к кровле этой пачки. Значения БК по всему разрезу невысокие, резкое увеличение наблюдается в слоях с повышенным содержанием карбонатного материала, образовавшегося на остатках раковин двустворок.

Тип разреза 2.4 – Тымский (20 м) встречен в районе Усть-Тымской впадины и центральной части Обь-Васюганской гряды. Типовой разрез описан по скв. № 1 Полонской площади. В разрезе выделяются пачки 1–4. Пачка 1 (1 м) представлена

микститами кремнисто–глинистыми, характеризуется пониженными значениями ОВ. Пачка 2 (2,2–4,5 м) слагается микститами кремнистыми, в кровле доломитом, пачка 3 – керном охарактеризована лишь ее кровля – это известняк (карбонатизированный радиолярит). На Толпаровской площади пачка 2 (2 м) представлена микститами глинистыми, пачка 3 (3 м) – микститом кремнистым с остатками радиолярий, и прослоем доломита. Пачка 4 (10–11,5 м) состоит в нижней части (4–7,5 м) – из микститов глинисто–кремнистых с прослоями силицитов керогеновых и силицитов, в верхней части (4–7,5 м) – микститов кероген–глинисто–кремнистых. Наиболее высокие значения БК по разрезу характерны для пачек 2 и 3, в пачках 1 и 4 они заметно понижены. Значения ГК в пачках 1 и 2 относительно понижены по разрезу и плавно возрастают от пачки 3 к пачке 4.

Тип разреза 2.5 – Колпашевский (26 м) наблюдается на территории распространения Межовского структурного мегамыса. Выделяется 4 пачки. Пачка 1 (1 м) представлена силицитом, пачка 2 (6 м) – микститами кремнисто–глинистыми с прослоями микститов кероген–глинисто–кремнистых, пачка 3 (2 м) состоит из микстита кремнисто–глинистого, пачка 4 (17 м) – это переслаивание микститов кремнисто–глинистых, с редкими прослоями микститов кероген–глинисто–кремнистых. Для пачки 1 характерны самые высокие по разрезу значения КС, которые со второй пачки плавно уменьшаются до кровли пачки 4. От подошвы свиты до середины пачки 3 значения ГК стабильно невысокие, далее вверх по разрезу (в пачке 4) происходит заметное повышение этого показателя. В целом по сравнению с Нюрольским типом разреза (60–95 мкР/ч) значения ГК по всему разрезу относительно понижены, не превышают 40 мкР/ч.

Тип разреза 2.6 – Тарский (24 м) наблюдается на севере Пологрудинского мегавала. В разрезе выделяются пачки 1–4. Пачка 1 (4,5 м) слагается микститами кремнисто–глинистыми с содержанием ОВ около 4 %. Мощность пачки 2 составляет 3,5 м, она сложена силицитами. Пачка 3 мощностью 4,5 м состоит, главным образом, из силицитов керогеновых. Пачка 4 (9,5 м) представлена в своей нижней части микститами кероген–глинисто–кремнистыми близкими к силицитам, в верхней – микститами кероген–глинисто–кремнистыми вверх по разрезу сменяемыми микститами кероген–глинистыми. Повышенные значения КС по разрезу характерны для пачки 2, которые заметно уменьшаются в пачке 3, и несколько возрастают в пачке 4. Наиболее низкими значениями (10–15 мкР/ч) ГК характеризуется пачка 1, наиболее высокими (60–75 мкР/ч) – пачка 4. Значения НГК слабо возрастают по направлению от пачки 1 к границе пачек 3 и 4, затем плавно уменьшаются по направлению к кровле.

Основные выводы. В юго-восточном районе территории распространения БС разрезы характеризуются отсутствием пачек 5 и 6 (кокколитовой и глинистой), которые представлены здесь микститами глинистыми и относятся к куломзинскому горизонту (Решение..., 2004). Также общим является заметное сокращение суммарной мощности

преимущественно кремнистых пород – силицитов и микситов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием кремнезема >40 % (пачек 1–3 или 2–3), что составляет 2–5 м в Нижневартовском т.р. (2.2), 7–10 м, редко до 15 м – в остальных типах разреза этого района. Пачка 4 в большинстве случаев представлена микситами кероген–кремнисто–глинистыми, с содержанием кремнезема и глинистого материала около 30 % каждого, в отличие от БС Центрального района распространения свиты, где она представлена Салымским т.р. и состоит из силицитов или микситов кероген–глинисто–кремнистых с содержанием кремнезема > 40% и глинистого материала <20 %. Карбонатизация пород БС в этом районе существенно понижена по сравнению с Центральным районом и проявлена, главным образом, в виде единичных прослоев карбонатных пород, развитых по радиоляритам. Различия в строении разрезов БС обусловлены вариациями положения в разрезе пачки с повышенным содержанием глинистого материала. Здесь также играют важную роль факторы: а) палеорельефа – на возвышенностях мощности БС меньше, чем во впадинах, что обусловлено большим сносом глинистого материала в понижения дна палеобассейна на стадии седиментации; б) близости к источнику сноса: наиболее южный – Колпашевский (2.5) и восточный – Тымский (2.4) т.р. БС характеризуются повышенной глинистостью и несколько пониженным содержанием ОВ. В нижней (в т.р. 2.1–2.3) или средней (в т.р. 2.3, 2.4, 2.6) частях свиты Юго-восточного района присутствует кремнистая пачка, представленная микситами кероген–глинисто–кремнистыми и силицитами. В целом мощность рассматриваемой пачки в этих районах в большинстве разрезов понижена (7–10 м) по сравнению с Центральным районом (15–25 м).

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ФНИ № 0331-2019-0021, № 0331-2019-0022.

Литература

1. Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Костырева Е.А., Павлова М.А., Сотнич И.С., Замирайлова А.Г., Пономарева Е.В. Литолого-геохимические и геофизические особенности приграничных толщ баженковского и куломзинского горизонтов (основание нижнего мела) центральных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 943–961.

Т.А. Янина, А.А. Бердникова, В.М. Сорокин
МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

АНТРОПОЦЕН КАСПИЯ

Термин «антропоцен» введен в научный обиход как обозначение эпохи, завершающей голоцен, эпохи активного влияния человека на природные системы. Вопрос о нижней границе антропоцена дискуссионный. Характерная черта этой эпохи - необратимые изменения в биосистемах, связанные с деятельностью человека. Нами выполнен анализ изменений в биосистеме Каспийского моря. В его основу положен

комплексный анализ голоценовой толщи осадков – материалов инженерно-геологического бурения и донных колонок из Северного Каспия. Керн изучен литологическим, фаунистическим и геохронологическим методами.

Морской голоцен Каспия представлен осадками новокаспийской трансгрессии. Новокаспийская толща неоднородна по строению. В ней выделяются 5 сейсмоакустических комплексов (nk1-nk5). Комплексы nk1 и nk3 отличаются слоистой структурой, определяемой протяженными субгоризонтальными отражающими поверхностями. Комплексы nk2 и nk4 представляют собой фации заполнения русел и озерных впадин до 10 м глубиной. Верхний комплекс nk5 несогласно перекрывает отложения комплексов nk4 и nk3 и сложен песчано-раковинными осадками [1]. Строение толщи отражает три трансгрессивные и две регрессивные стадии в развитии новокаспийской трансгрессии. Радиоуглеродное датирование раковинного материала и органики позволило определить возраст этих событий в истории Каспия [1]. Первая трансгрессивная стадия (nk1) датируется интервалом 8200–5600 лет назад; вторая (nk3) – 3600–3400 лет назад. В развитии третьей стадии (nk5), охарактеризованной двумя группами дат 1700–1100 и 700–360 лет назад, хиатус между ними дает основание к предположению о снижении уровня Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период). Первая регрессивная стадия (nk2) имела возрастные рамки 5600–3700 лет назад; вторая (nk4) датируется периодом 3080–2300 лет назад.

Трансгрессивные стадии охарактеризованы разными малакофаунистическими сообществами: в раннем новокаспийском бассейне господствовали слабо солоноватоводные виды при незначительном участии моллюсков рода *Didacna*; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков рода *Didacna* и появлением *Cerastoderma glaucum*; видовой состав поздней стадии аналогичен современному, на последних этапах ее развития появились черноморские виды *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В регрессивные стадии усиливалось влияние пресных вод, следствием чего отмечалось широкое распространение слабо солоноватоводных и пресноводных видов.

Виды *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata* являются черноморскими (средиземноморскими) видами, расселившимися в Черном море в середине голоцена в результате развития в нем морской межледниковой трансгрессии, вызвавшей проникновение в бассейн средиземноморских вод. Убедительные доказательства путей проникновения *Cerastoderma glaucum* в Каспий отсутствуют. Геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования Манычского пролива между Понтом и Каспием в послехвалыинскую эпоху в настоящее время не существует. Авторы склоняются к предположению, что *Cerastoderma glaucum* проникли в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии Понта, когда в долине Западного Маныча существовал морской залив,

заселенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии — ряд остаточных соленых озер. Из морского залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи человека, употребляющего эти моллюски в пищу, а также использующего их для ритуальных целей (в образцах раковинного материала из археологических раскопок доминируют церастодермы), этот эврибионтный вид попал в новокаспийский бассейн. Авторы считают проникновение *Cerastoderma glaucum* в Каспий из новочерноморского бассейна Понта обязанным человеку. *Mytilaster lineatus* занесен в Каспийское море случайно при переброске судов из Азово-Черноморского бассейна во время Гражданской войны в начале XX в., впервые зафиксирован в Каспии в 1928 г. *Abra ovata* акклиматизирован в Каспии в середине прошлого века с целью улучшения кормовой базы осетровых рыб. В настоящее время в донных биоценозах Каспия эти три вида доминируют.

Состав моллюсков Каспийского моря представляет собой результат эволюционных процессов в неоплейстоценовых фаунах, происходивших в условиях трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейна [2]. Фаунистический анализ показал, что, несмотря на трансгрессивно-регрессивную ритмику Каспия значительной амплитуды, родовой состав моллюсков оставался неизменным. В основном происходили эволюционные изменения на видовом и подвидовом уровне в составе рода *Didacna* — каждому каспийскому бассейну отвечал уникальный состав дидакн. И лишь в голоценовом новокаспийском бассейне отмечается широкое расселение морского вида *Cerastoderma glaucum*, а в современную эпоху — *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Новокаспийские (голоценовые) комплексы, в отличие от неоплейстоценовых, отражают смену биотических условий бассейна — вселение черноморских видов. Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распределении отдельных видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора. Антропогенная необратимая трансформация естественных экосистем — важная отличительная черта антропоцена. Этот период рассматривается нами как антропоценовый для Каспийского моря.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 21-44-04401).

Литература

1. *Bezrodnykh Yu., Yanina T., Sorokin V., Romanyuk B.* Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene // *Quaternary International*. 2020. no. 540. P. 68–77.
2. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: изд-во Московского ун-та, 2012. 264 с.



ЧАСТЬ ВТОРАЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Г.В. Агафонова, А.В. Туров, А.О. Андрухович
МГРИ им С. Орджоникидзе, г. Москва*

СТРОЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЦИКЛИТОВ В ТИТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА (Р. ТОНАС)

Объектом исследования являются закономерно построенные отложения титонского возраста на левом берегу р. Тонас (Юго-Западный Крым). Изучена часть разреза мощностью 130 м, сложенная карбонатными и глинисто-карбонатными породами. Детально изучено и выделено 7 седиментационных циклитов, сложенных 16 литологическими типами пород. Известняк обломочный песчано-гравийный с яснокристаллическим кальцитовым цементом, участками с терригенно-глинистым заполнителем (ЛТ1). Известняк обломочный средне-мелкозернистый с яснокристаллическим кальцитовым цементом (ЛТ2). Известняк обломочный средне-мелкозернистый без цемента (ЛТ3). Известняк обломочный средне-мелкозернистый с терригенной примесью с кальцитовым яснокристаллическим цементом косослоистый (ЛТ4). Известняк обломочный мелкозернистый с кальцитовым яснокристаллическим цементом (ЛТ5). Известняк обломочный мелкозернистый без цемента (ЛТ6). Известняк обломочный мелкозернистый с пелитоморфным заполнителем (ЛТ7). Известняк глинистый обломочный тонко мелкозернистый с обильным пелитоморфным кальцитом с терригенной примесью и деформированной текстурой (ЛТ8). Известняк обломочный тонко-мелкозернистый косослоистый песчано-алевритистый с яснокристаллическим

кальцитовым цементом (ЛТ9). Известняк обломочный градационно слоистый (ЛТ10). Известняк обломочный разнозернистый с яснокристаллическим цементом (ЛТ11). Известняк обломочный с пелитоморфным кальцитовым заполнителем (ЛТ12).

Таким образом, при анализе литологических типов пород с обломочной структурой выявлено: размер обломков изменяется от мелкогравийного до тонкозернистого; к обломкам относятся как интракласты, так и органогенные остатки; интракласты характеризуются пелитоморфной, пелитоморфно-шламовой, микробиальной, обломочной, оолитовой структурами. Органогенные остатки представлены обломками иглокожих, створок раковин моллюсков, остатками водорослей, зеленых и багряных, раковинами фораминифер, обломками губок, онколитоподобными образованиями. Сохранность органогенных остатков плохая; их набор с незначительными изменениями встречается практически во всех литотипах; форменные компоненты цементируются поровым кальцитовым цементом, количество которого изменяется от 5 до 25%, в среднем составляя 10–12%; в части литотипов, с мелкими и тонкозернистыми структурами, межформенное пространство заполнено пелитоморфным кальцитом, количество которого составляет 10–20%; среди мелкозернистых встречаются литотипы, в которых отсутствует и яснокристаллический и пелитоморфный кальцит, а обломки плотно прилегают друг к другу; в тоже время наблюдаются литотипы, в которых одновременно присутствует яснокристаллический и пелитоморфный кальцит, а также наблюдаются микроучастки с плотной упаковкой компонентов; большая часть литотипов содержит терригенную примесь от 3–5% до 20–25%, представленную обломками кварца, редко полевых шпатов, обломками кварцитов и лейстами слюд. Известняки пелитоморфного структурного типа представлены одним литотипом -известняком глинистым пелитоморфным со шламом (ЛТ13). Выделены известковая глина (ЛТ14) и терригенно-глинисто-карбонатная порода (ЛТ16). Под литотипом ЛТ15 выделен известняк глинистый пелитоморфный со шламом с микролинзочками и микропрослоями обломочного мелкозернистого известняка и глинисто-карбонатного материала с песчано-алевритовой примесью и деформированной текстурой. Особенностью данного литотипа является содержание в нем разных компонентов, находящихся в сложных сочетаниях между собой.

Каждый из 7 изученных седиментационных циклитов начинается литотипом с обломочной структурой, форменные компоненты в котором цементируются яснокристаллическим кальцитом. Постепенно вверх в обломочных литотипах появляется пелитоморфный карбонат, количество которого к кровле циклита увеличивается с переходом известняков от обломочных к пелитоморфным и далее к глинистым породам. В циклитах с 1 по 5 преобладают известняки с обломочной структурой, в циклитах 6 и 7 – пелитоморфный карбонат и глинистый материал. Так упрощенно и схематично выглядит любой из 7 седиментационных циклитов, при детальном изучении характеризующийся сложным внутренним строением.

Ниже приводится строение одного из циклитов.

Циклит №3. Состоит из 5 слоев. **Нижний (1) слой** сложен известняком обломочным песчано-гравийным со сложным типом заполнения межформенного пространства (ЛТ1). **2 слой** сложен известняком обломочным средне-мелкозернистым с яснокристаллическим цементом с прослоем гравийного материала (ЛТ2). **3 слой** состоит из 7 микрослойков, 6 из которых формируют 2 микроциклита. Первый микроциклит сложен снизу вверх: ЛТ5 мощностью 7 мм, ЛТ6 мощностью 3 мм, ЛТ7 мощностью 2-3 мм. С резкой микроэрозионной границей на первом микроциклите залегает второй, состоящий из тех же литотипов ЛТ5, ЛТ6, ЛТ7. Седьмой слоек представлен ЛТ5. **4 слой** состоит из 4 слойков. Нижний слоек (1) представлен глиной известковистой (ЛТ14); выше с четкой границей залегает ЛТ5 (2), постепенно переходящий в ЛТ15 (3), перекрывающийся ЛТ13 (4). **5 слой** состоит из 3 слойков. Большую часть занимает ЛТ15, расположенный в середине, с резкой границей залегающий на ЛТ14 и постепенно перекрывающийся ЛТ14.

Таким образом, пелитоморфный карбонат появляется в слое 3 и его количество вверх увеличивается. К особенностям циклита относится осложнение 3 слоя микроцикличностью. Каждый микроциклит состоит из трех элементов – известняка обломочного мелкозернистого с яснокристаллическим цементом (ЛТ5), известняка обломочного мелкозернистого без цемента с плотно прилегающими обломками (ЛТ6) и известняка обломочного мелкозернистого с обильным пелитоморфным кальцитом (ЛТ7). Внутри микроциклита отмечается неотчетливая градиционность, связанная с появлением в верхних элементах тонких обломков среди мелкозернистого обломочного материала. Детальными литологическими исследованиями установлено сложное строение циклитов титонских отложений, в свою очередь, связанное со сложным переменным режимом турбидных течений.

А.А. Бердникова

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ОГРАНИЧЕНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОГО МЕТОДА В КАЧЕСТВЕ ПАЛЕОТЕРМОМЕТРА В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

Изотопно-кислородный анализ является важным инструментом корреляции палеогеографических событий как внутри Каспийского региона, так и при комплексном рассмотрении истории развития Каспия на фоне глобальных изменений климата. Его применение основано на том, что мощнейшим фактором фракционирования изотопов кислорода в природе служит фракционирование при фазовых переходах воды. Изотопный анализ в целях палеогеографических реконструкций применительно к изолированным водоемам осложнен по сравнению с изучением открытых морей и

океанов. Изменения изотопного состава закрытого водоема подчиняются гораздо более сложным тенденциям, нежели океан, и требуют детального изучения всех факторов, которые могут оказывать на них влияние. Кроме того, изотопный состав кислорода воды в таких водоемах заметно изменялся во времени. Этим объясняется более сложная интерпретация результатов и более редкое использование изотопно-кислородного метода для водоемов, в той или иной мере изолированных от океана. В этом отношении изучение сложной истории развития Каспийского моря с точки зрения анализа стабильных изотопов вызывает немалые затруднения [1].

Применение любых количественных методов требует введения поправок в силу влияния на изотопный состав вод многих факторов, возникает необходимость эмпирического выведения связи изотопного состава и гидрометеорологических параметров в разных частях акватории в зависимости от конкретных климатических условий и перемешивания вод. Необходимых специальных исследований для Каспийского моря до настоящего момента проведено не было, а существующие методики не применимы для Каспия по нескольким причинам.

Моделирование, равно как и любые вычисления, требует упрощающих допущений, которые применительно к изолированным водоемам могут вводиться, если объем бассейна не изменяется более чем на 10% в пределах каждого временного шага, так как описание изотопного состава жидкости строится на уравнении Рэлея [2]. Поэтому одной из причин невозможности применения разработанных расчетных процедур для Каспия является изменение его площади и уровня на несколько порядков в палеовремени.

Закрытые бассейны могут рассматриваться как среды с высоким или переменным отношением $[CO_3^{2-}]/[DIC]$, они подвержены сильному влиянию испарения воды, которое обычно увеличивает $\delta^{18}O$ воды, соленость и pH. Более высокая соленость и pH увеличивают $[CO_3^{2-}]/[DIC]$, и, таким образом, уменьшают $\delta^{18}O$ раковин остракод, компенсируя эффект увеличения $\delta^{18}O$ воды, отраженного в записи $\delta^{18}O$ остракод. В то же время записи $\delta^{18}O$ остракод в открытых и пресноводных системах менее подвержены влиянию $[CO_3^{2-}]/[DIC]$, поскольку в таких средах этот показатель низок. Однако, известно, что в палеовремени Каспийское море проходило и через стадии изолированного водоема, и стадии водоема со стоком в Атлантику. Такая перестройка в ходе эволюции Каспия, несомненно, оказывала влияние на все элементы водного баланса моря, его физических и химических параметров. Кроме того, в модели [3] даже в течение голоцена допускаются возможные вариации $\delta^{18}O$ остракод на ~2–3%, вызванные изменениями $[CO_3^{2-}]/[DIC]$. Тем самым, любое использование тех или иных допущений, моделей, и в целом способов расчета палеотемператур в Каспийском море без соответствующих специальных исследований затруднено.

При интерпретации результатов изотопно-кислородного анализа важно учитывать, что $\delta^{18}O$ может также корректироваться в зависимости от солености морской

воды. Этот факт имеет особую значимость в контексте палеогеографии Каспийского моря, так как неоднократные, порой драматичные изменения конфигурации самого бассейна приводили к перестройке гидрометеорологических процессов в акватории.

Практическая попытка осуществления расчетов была проведена на основании изотопно-кислородных данных по двум скважинам из Северной части Каспийского моря [1, 4, 5]. Все показатели аномально завышены, диапазон полученных температур находится от 35,4°C до 62,3°C. Известно, что ни в настоящее время, ни в позднем голоцене таких среднегодовых температурных показателей в Северном Каспии быть не могло, что в очередной раз свидетельствует в пользу неприменимости общепринятых формул для Каспийского региона, в частности, для такого сложного, с палеогидрологической точки зрения, бассейна, как Северный Каспий. Применение изотопно-кислородного метода в качестве палеотемпературного для Каспийского региона при нынешнем уровне знаний теоретически не может быть обосновано, такие реконструкции для Каспийского моря требуют особого подхода.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 20-35-90020/20.

Литература

1. Бердникова А.А. Проблемы палеотермометрии Каспийского моря по данным изотопно-кислородного анализа // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2021. В печати
2. Ibarra D.E., Chamberlain C. P. Quantifying closed-basin lake temperature and hydrology by inversion of oxygen isotope and trace element paleoclimate records // American Journal of Science. 2015. № 315 (9). P. 781–808. doi: 10.2475/09.2015.01
3. Devriendt L.S., McGregor H.V., Chivas A. R. Ostracod calcite records the 18O/16O ratio of the bicarbonate and carbonate ions in water // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2017. № 214. P. 30–50.
4. Berdnikova A.A., Garova E.S., Wesselingh F.P., Yanina T.A., Stoica M., van de Velde S. First results of stable oxygen isotope analysis of Late Pleistocene sediments in the North Caspian basin // Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip, October 14-21, 2018, Antalya, Turkey. Dokuman Evi, Avcilar Istanbul. 2018. P. 34–36.
5. Berdnikova A.A., Yanina T.A., Zenina M.A., Sorokin V.M. Correlation of the Ponto-Caspian basins during the MIS 2 based on stable oxygen isotope analysis. Ponto-Caspian stratigraphy and geochronology // Proceeding of Third plenary meeting and field trip of INQUA IFG 1709F POCAS, Tehran and Guilan Province, I.R. Iran, 11-18 October 2019. Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science Tehran. 2019. P 14–17.

Н.С. Болиховская

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ТОЛЩИ РАЗРЕЗА ОТКАЗНОЕ (ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

Восточное Предкавказье – одна из самых удаленных от зоны покровного оледенения лессовых областей Русской равнины. Здесь находятся самые мощные (70–100 м) толщи лессово-почвенной формации (ЛПФ) Европы. Опорный разрез ЛПФ Восточного Предкавказья расположен на западе Терско-Кумской низменности в долине р. Кумы у с. Отказное (44°19' с.ш., 43°51' в.д.). Его изучение проведено автором в составе коллектива, выполнявшего мультидисциплинарные исследования плейстоценовых отложений общей мощностью ~ 160 м, вскрытых скважинами и обнажениями на водоразделе, приводораздельном склоне и террасах долины р. Кумы. А.А. Величко и В.П. Ударцевым были выполнены литологические описания [1], Т.Д. Морозовой и Д.Р. Морозовым проведен палеопедологический анализ [2], Н.С. Болиховской – палинологический анализ [3, 4, 5], Е.И. Вириной и С.С. Фаустовым – палеомагнитный анализ [4, 5, 6], А.К. Марковой – анализ костных остатков фауны грызунов [4, 5], С.Н. Тимиревой и Н.И. Чиколини – гранулометрический и минералогический анализы [7]. Детальные палинологические и палеомагнитные данные получены для отложений, вскрытых двумя дублирующими и дополняющими профилями (рис.).

По результатам детального палинологического анализа автором выполнено детальное климатостратиграфическое расчленение лессово-почвенной толщи Отказненского разреза и реконструированы ландшафтно-климатические условия формирования каждого лессового и палеопочвенного горизонта и всех климатохронов эпохи положительной полярности Брюнес [3, 4, 5]. На протяжении большей части неоплейстоцена – от гремьячевского межледниковья до голоцена – западную территорию Терско-Кумской низменности занимали лесостепные межледниковые или лесостепные перигляциальные ландшафты. Господство степей впервые в неоплейстоцене отмечено для одной из фаз лихвинского межледниковья. Перигляциальные сухие степи и полупустыни преобладали в криоксеротические стадии днепровского и валдайского ледниковых этапов. Доминирующая роль лесных ландшафтов установлена для пяти интервалов. Во время мучкапского межледниковья господствовали широколиственные полидоминантные и олигодоминантные леса. Отличавшиеся друг от друга степенью мезо- и ксерофитности широколиственные леса занимали бассейн Средней Кумы также в чекалинскую, черепетьскую и микулинскую

межледниковые эпохи. В отдельные фазы криогигротической стадии калужского оледенения на исследуемой территории преобладали темнохвойные леса.

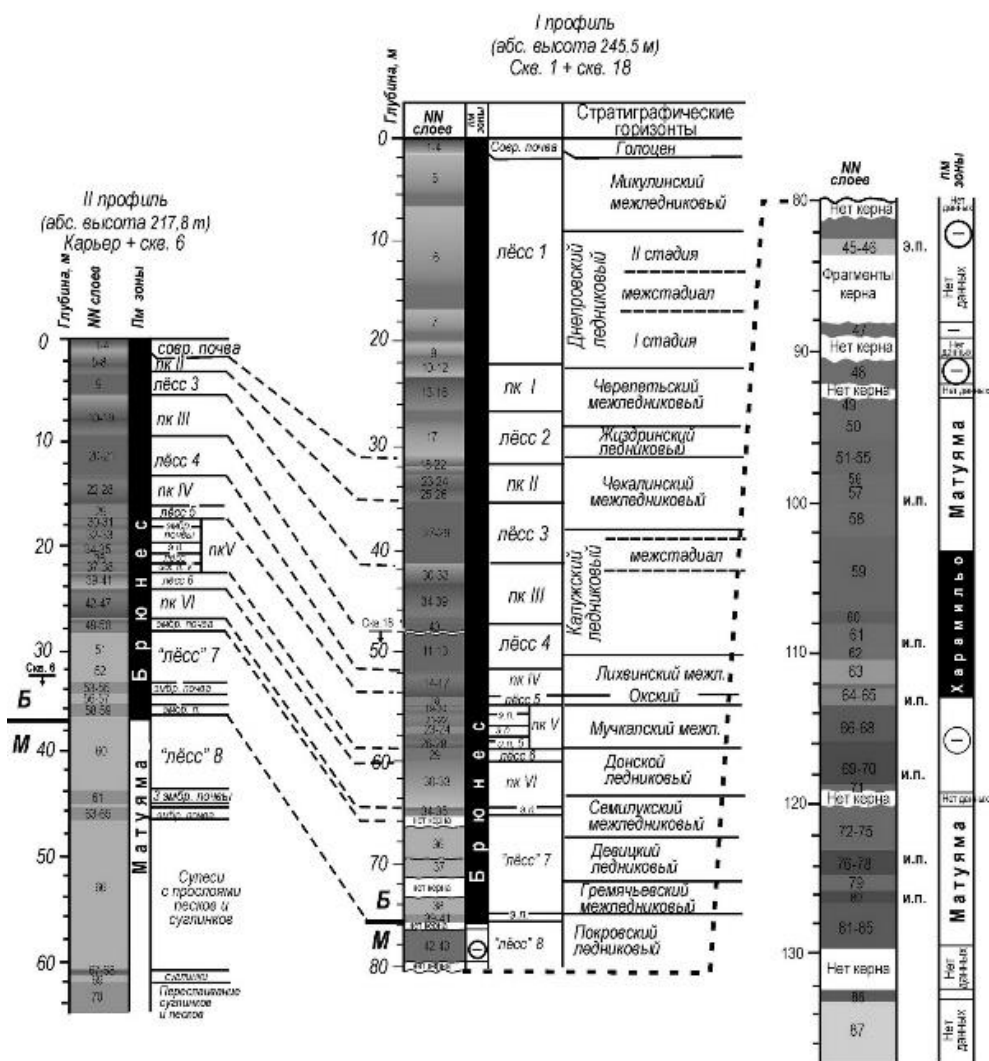


Рисунок. Строение и климатостратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений разреза Отказное, вскрытых в профилях I и II

Согласно палинологическим данным, автоморфные ископаемые почвы в разрезе Отказное формировались во время межледниковый, межстадиалов и криогигротических стадий оледенений, а лессовые горизонты – на протяжении ледниковых эпох, термоксеротических стадий и эндотермальных похолоданий межледниковых эпох. Тафономические и эколого-ценотические характеристики изученных палиофлор подтвердили выводы минералогических и литологических исследований о преимущественно эоловом способе накопления терригенного материала лессовых горизонтов Терско-Кумской низменности.

Исследования выполнены по теме «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ГЗ).

Литература

1. Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И., Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лессовых толщ Предкавказской лессовой области // Инженерная геология лёссовых пород. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Ростов-на-Дону, 1989. Кн. 2. С. 102–103.
2. Морозов Д.Р. Микроморфологические особенности плейстоценового почвообразования Восточного Предкавказья // Бюлл. Почв. ин-та им. В.В.Докучаева. 1989. №51. С. 21–24.
3. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
4. Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестник Моск. ун-та. География. 2015. № 1. С. 55–70.
5. Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian Sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence // Quaternary International. 2016. Vol. 409. P. 16–32.
6. Вирина Е.И., Ударцев В.П., Фаустов С.С., Чернова Л.М. Палеомагнитная стратиграфия лессовых отложений Предкавказья // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тезисы VII Всес. совещ. Таллинн: Изд. ин-та геол. АН Эстонии, 1990. Т. 1. С. 120–121.
7. Морозов Д.Р., Тимирева С.Н., Чиколини Н.И. Свойства лессово-почвенной толщи ключевого участка «Отказное» (Восточное Предкавказье) в связи с палеогеографическими условиями их образования // Инженерная геология лессовых пород. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Ростов-на-Дону, 1989. Кн. 2. С. 105–107.

Н.С. Болиховская

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ТОЛЩИ РАЗРЕЗА СТРЕЛИЦА (ОКСКО-ДОНСКАЯ ЛЕССОВАЯ ОБЛАСТЬ)

Окско-Донская лессовая область занимает одноименную равнину и восточные окраины Среднерусской возвышенности в пределах распространения в раннем неоплейстоцене донского ледникового языка. Реконструкции основных этапов образования лессово-почвенной формации (ЛПФ) рассматриваемой области были выполнены автором по материалам детального палинологического изучения плейстоценовых отложений Стрелицкого опорного разреза (51°35' с.ш., 30°00' в.д.),

расположенного на правом берегу Дона в 20 км от г. Воронежа. Здесь на приводораздельном склоне долины р. Девица карьерами вскрыта ~40-метровая плейстоценовая толща. В процессе многолетних работ палинологическими данными подробно охарактеризованы все субэральные образования (горизонты лессов и ископаемых почв общей мощностью свыше 22 м), а также аллювиальные, озерные и флювиогляциальные отложения, подстилающие и перекрывающие здесь морену донского оледенения [1, 2].

При сопоставлении климатических и фитоценологических сукцессий, реконструированных для этапов развития ЛПФ рассматриваемой области [1], с результатами литологического и палеопочвенного анализов представленных в разрезе отложений [3, 4] установлено, что климатостратиграфические границы ледниковых и межледниковых климатических этапов большей частью не совпадают с границами между лёссами и ископаемыми почвами.

Залегающая на красноцветах подморенная лессово-почвенная серия формировалась на протяжении двух межледниковий и разделяющего их холодного этапа. В гремячевских межледниковых степях и лесостепях образовалась нижняя ископаемая почва (ИП) этой серии, в перигляциальных тундрах и лесотундрах времени девицкого похолодания шло накопление разделяющего почвы лессового горизонта, а также материнского субстрата горизонта В и низов горизонта А верхней ИП. Большая часть мощного гумусового горизонта верхней ИП, кровля которой срезана, формировалась в лесостепях семилукского межледниковья.

По палинологическим данным, полученным для последонских лессово-почвенных генераций, установлено, что подгоризонты А1¹ воронского почвенного комплекса, инжавинской, каменской и крутицкой почв отвечают криогигротическим стадиям или субстадиям холодных эпох. Воронская ИП формировалась на протяжении мучкапского межледниковья (в его самую оптимальную фазу доминировали хвойно-широколиственные леса) и в первую половину окского ледникового времени. В окских перигляциальных ландшафтах шло образование горизонта А1¹ воронской почвы и пронизывающих ее клиньев, а также накопление коростылевского лесса. Доднепровский почвенный комплекс (ПК) разреза, состоящий из инжавинской, каменской и роменской почв, формировался в течение трех межледниковых и двух ледниковых климатических этапов. Формирование большей части инжавинской ИП происходило в лесных и лесостепных ландшафтах лихвинского межледниковья: сосново-березовые леса → березовые леса с примесью граба обыкновенного (*Carpinus betulus*) и граба восточного (*Carpinus orientalis*) → березово-кедрово-елово-сосновые с дубом и вязом леса → сосново-пихтово-кедрово-еловые леса с примесью ореха, граба, бука → пихтово-еловые и буково-грабово-вязово-дубовые леса → лесостепи с участками широколиственных лесов → хвойно-широколиственные и березовые леса. Калужскому

похолоданию, характеризовавшемся господством в исследуемом районе перигляциальных лесотундр и тундр, отвечает формирование верхней половины гумусового горизонта А1 инжавинской ИП и пронизывающих ее клиньев. При образования каменной ИП сменялись: лесостепи с участками липово-грабово-дубовых и березово-сосновых лесов →разнотравно-злаковые степи →сосново-березовые, дубово-грабовые и ольховые леса →сосново-березовые леса эндотермала →лесостепи. В жиздринское похолодание перигляциальные степи первой фазы сменились перигляциальной тундрой. Для самой оптимальной стадии роменского педогенеза характерны грабово-дубовые леса с участием *Carpinus orientalis* и *Ostrya* sp, ольшаники и хвойно-березовые древостои. Днепровский лесс формировался в криоаридных ландшафтах перигляциальных тундр. С микулинскими межледниковыми лесостепями, значительно сокращавшими свой ареал на территории Верхнего Дона в фазу господства грабово-дубовых и березово-сосновых лесов, связано образование большей части мезинского ПК. Первому ранневалдайскому похолоданию и последующему межстадиалу отвечает верхний подгоризонт А1¹ крутицкой почвы. В ранне-средневалдайских генерациях ЛПФ выражены 5 межстадиальных интервалов и 6 чередующихся с ними похолоданий стадиального ранга. Поздневалдайские горизонты слагают покров II и I террас.

Таким образом, межледниковые лёссовые образования в Окско-Донской лессовой области, в отличие от данных по ЛПФ Восточного Предкавказья [1], не выявлены. Все изученные лёссовые горизонты Стрелицкого опорного разреза являются генерациями ледникового климата.

Исследования выполнены по теме «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ГЗ).

Литература

1. *Болыховская Н.С.* Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии М.: Изд.-во МГУ, 1995. 270 с.
2. *Bolikhovskaya N.S.* The loess-paleosol reference sequences of the East-European Plain: Long pollen records, climatostratigraphy and paleoenvironments // Abstracts of the International conference “Loessfest2018 Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features” (Moscow-Volgograd, September 23-29, 2018). Volgograd: Volgograd State University, 2018. P. 3–7.
3. *Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Сычева С.А., Ударцев В.П., Цацкин А.И.* Разрез I. Карьеры у пос. Стрелица // Краевые образования материковых оледенений (путеводитель экскурсий VII Всесоюзн. совещ.) М.: Наука, 1985. С. 8–21.
4. *Заррина Е.П., Краснов И.И.* Опорный разрез антропогена в бассейне р. Девицы (окрестности г. Воронежа) // Тезисы докл. VII Всес. совещ. по краевым образованиям материковых оледенений. М.: Наука, 1985. С. 129–131.

М.Г. Бояршинова, Н.П. Девятка

ООО «ТННЦ», г. Тюмень

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА В ФАМЕНСКОЕ ВРЕМЯ

Отложения фаменского яруса южной части Южно-Татарского свода характеризуются слабой изученностью с точки зрения седиментологии и неоднородностью строения разреза, что связано в первую очередь с формированием и развитием Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) в позднедевонско-турнейское время.

В работе представлены результаты седиментологических исследований керна трёх скважин, пробуренных в пределах южной части Южно-Татарского свода и прилегающей к ней Боровско-Залесской зоне поднятий Бузулукской впадины (юго-восток Волго-Уральской антеклизы (ВУА); север Оренбургской области).

Общий объем изученного кернового материала по обозначенному интервалу разреза составил 210 м. Для уточнения и подтверждения фациальной природы пород использовались данные петрографических исследований (51 шл.). В условиях отсутствия работ по обоснованию стратиграфических границ методами биостратиграфии для реконструкции истории седиментации в фаменском веке использовались данные событийной геологии, в частности, кривая эвстатических колебаний относительного уровня моря (ОУМ) на Русской плите в девонское и каменноугольное время, периоды массовых вымираний и др. [1, 2].

На основе проведенных исследований с учетом существующих представлений о строении юго-восточной части ВУА (Оренбургская область) были сделаны следующие выводы по истории развития территории Южно-Татарского свода и его юго-западного обрамления в фаменском веке [3, 4, 5]:

1. В ходе раннефаменской трансгрессии в пределах Боровско-Залесской зоны поднятий (северный борт Муханово-Ероховского прогиба ККСП) происходило формирование барьерной рифовой системы, а во внутренней зоне Южно-Татарского свода - изолированных рифов (карбонатных платформ). Разрез, представленный в керне скважин, сложен отложениями трёх фациальных зон рифового сооружения: фронта рифа, рифового гребня и рифового плато [6]. Основными каркасостроителями этого периода являлись кальцимикробы, формировавшие в зависимости от обстановок седиментации микробиолиты каркасных, массивных и ламинарных форм.

2. В среднефаменское время изучаемая территория представляла собой окаймленную карбонатную платформу, где скорости седиментации в барьерной зоне (Боровско-Залесская зона поднятий) превосходили скорости осадконакопления в

забарьерной лагуне (внутренняя зона Южно-Татарского свода). Мощная карбонатная толща среднефаменского подъяруса в пределах Боровско-Залесской зоны охарактеризована керном лишь в верхней части разреза и представлена чередованием микритовых и зернистых известняков шельфовой лагуны и микробиальных образований органогенных построек типа биогерм или биостром. Данный факт свидетельствует о постепенном смещении зоны рифообразования в сторону палеопрогиба и наращивании карбонатной платформы в среднефаменское время. Во внутренней части Южно-Татарского свода осадконакопление происходило в обстановках шельфовой лагуны и приливно-отливной равнины. Появление в верхней части разреза забарьерной зоны микробиальных известняков органогенных построек (биогермов/биостромов), вероятно, отражает этап плавской трансгрессии.

3. К началу позднего фамена завершилось формирование рифов в пределах Боровско-Залесской зоны. Эвстатическое снижение ОУМ на границе среднего и верхнего фамена привело к частичному обнажению бортовой зоны и развитию процессов карстования.

4. Седиментация позднефаменского времени происходила в условиях открытого морского бассейна. В бортовой зоне, существовавшей в ранне-среднефаменском веке в пределах Боровско-Залесской зоны, предполагается сокращённый разрез верхнефаменского подъяруса или полное его отсутствие. В керне отмечаются многочисленные залеченные палеокарстовые пустоты и трещины, а также включения гидроокислов железа, придающие породе красноватый оттенок, что свидетельствует о длительном пребывании пород в обстановках субаэральной экспозиции и просачивании метеорных вод вглубь карбонатной толщи. Во внутренней зоне Южно-Татарского свода накапливались зернистые известняки, характеризующиеся видовым разнообразием и обилием остатков нормально морских организмов (брахиоподы, иглокожие, кораллы, строматопоры). Последнее подтверждает выводы, сделанные ранее А.П. Вилесовым (2016), о смене доминирования бентосной автомикритовой (микробиальной) фабрики карбонатов на тропическую мелководную зернистую на рубеже среднего и позднего фамена [7].

Литература

1. Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне – начале карбона // Вестник МГУ. Геология. 1999. № 6. С. 9–20.
2. Cooper P. Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002. Vol. 181. P. 27–65.
3. Вилесов А.П. Модель седиментации карбонатной толщи фаменского яруса Боровско-Покровского вала (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2017. №6. С. 4–12.

4. *Никитин Ю.И.* Палеогеография позднедевонского осадконакопления на юге Волго-Уральской провинции в связи с поисками рифовых месторождений нефти // Сборник научных трудов ООО «ТННЦ». Вып. 5. Тюмень: АО «Тюменский дом печати», 2019. С. 73–84.
5. *Коноваленко С.С.* Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне в связи с поисками нефти и газа. В 2 частях. М.: Наука, 1999. Ч. I. 171 с.
6. *Carbonate depositional environments* / Edited by Peter A. Scholle, Don G. Bebout, Clyde H. Moore. USA, AAPG Memoir 33, 1983.
7. *Вилесов А.П.* Бентосные карбонатные фабрики фамена юго-восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и особенности строения пустотного пространства пластов-коллекторов // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минералогия. Материалы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 50–53.

А.А. Ваганова, Д.В. Некипелов

Филиал «Апрелевское отделение ФГБУ «ВНИГНИ», г. Апрелевка

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАННЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ШЕРКАЛИНСКОГО МЕГАПРОГИБА

Пласт ЮШ₁₀¹ является один из наиболее перспективных объектов разработки в связи с заканчивающимися ресурсами в основных коллекторах Западной Сибири. Анализируя усредненные коэффициенты проницаемости и пористости пласта ЮШ₁₀¹ – $15,32 \times 10^{-3}$ мкм² и 7,6 %, стоит отметить, его относительно высокие показатели. Результаты проведенных исследований могут быть полезны при выборе оптимального способа разработки продуктивных пластов.

Основной целью работы является изучение условий образования пород-коллекторов и связь их строения с фильтрационно-емкостными свойствами. Для этого было проводилось детальное описание кернового материала, изучен минеральный состав отложений, выделены литотипы и их парагенезы, выяснена степень постседиментационных преобразований пород, построена седиментологическая колонка (рис., А), определена фациальная принадлежность отложений, рассмотрено влияние строения и условий формирования отложений на коллекторские свойства пласта.

В административном отношении изучаемое месторождение находится в пределах Советского района Ханты-Мансийского автономного округа. Согласно «Тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты» [1], объект расположен в южной части Шеркалинского мегапрогиба центральной части Зауралья геоблока. Соответственно схеме районирования нижней юры Западной Сибири месторождение расположено во Фроловском районе Обь-Тазовской фациальной области. Пласт ЮШ₁₀¹ выделяется в разрезе верхней подсвиты шеркалинской свиты, тоар-раннеааленского возраста.

По данным палеогеографической схемы [2] на территории месторождения в раннем тоаре располагалась возвышенная равнина. Затем в позднеатоарско–раннеаналенское время сформировалась область континентального осадконакопления – низменная, аккумулятивная равнина (осадки русел, пойм, озер и др.) с гумидным климатом.

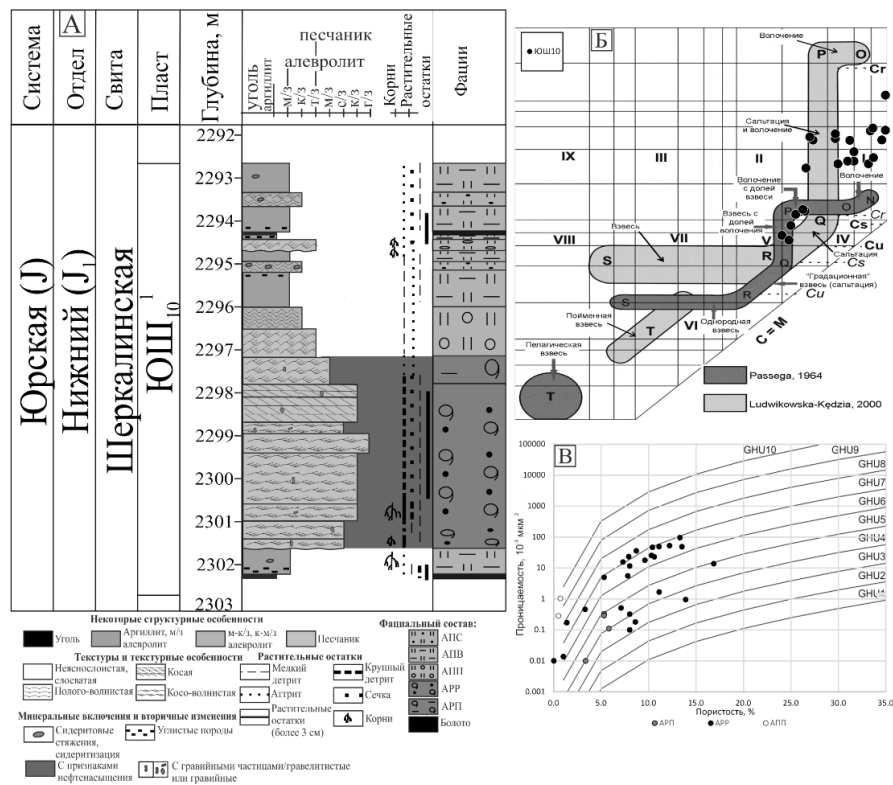


Рисунок. А – седиментологическая колонка изучаемого объекта, Б – положение фигуративных точек песчаников пласта ЮШ₁₀¹ на диаграмме С–М [4], В – Положение фигуративных точек, отвечающих определенным обстановкам осадконакопления, на графике зависимостей петрофизических параметров (по [5])

Пласт ЮШ₁₀¹ сложен алевритами сильно глинистыми мелкозернистыми, мелко-крупно- и крупно-мелкозернистыми, песчаниками средне-крупнозернистыми, крупно-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми, иногда гравийными или гравелитистыми с подчиненными слоями и прослоями грубо-крупнозернистых, крупно-грубозернистых, мелко-среднезернистых песчаников, мелко-тонко- и тонко-мелкозернистых песчаников, алевритовых аргиллитов и углей. В алевропесчаных разностях сортировка частиц, в целом, средняя. В песчаниках содержится галька, иногда в большом количестве. В целом, вверх по разрезу размерность частиц увеличивается. Развиты полого-волнистая, косо-волнистая, неяснослоистая, слоистая и косая текстуры. Иногда алевритовые и тонкие песчаные породы включают сидеритовые мелкие

стяжения; некоторые мелкозернистые алевролиты – слабо углистые. Во всех породах содержится умеренное количество разно размерного углефицированного растительного детрита, в том числе крупные древесные остатки. Корневые системы редки.

В ходе литолого-фациального анализа с использованием [3] определена фациальная принадлежность пород. Выделена макрофацция пойменных отложений (АП) и макрофацция русловых отложений (АР) речных долин. Первая объединяет фации глинисто-алевритовых осадков застойных и зарастающих стариц и вторичных водоемов поймы (АПВ), глинистых и песчано-алевритовых осадков слабопроточной части поймы (АПС), алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП). Макрофацция АР объединяет фации алеврито-песчаных осадков русел малых рек и проток крупных равнинных рек (АРП), гравийно-песчаных осадков русла крупных равнинных рек (АРР) как стрежневой, так и собственно русловой части. Также выделена макрофацция отложений торфяных болот и сапропелевых озер (Т).

Рассматриваемые отложения накапливались в пределах обширной долины реки меандрирующего типа (режим реки не менялся, русло горизонтально смещалось), на что указывает существенная роль алевритоглинистых углистых отложений, формировавшихся в обстановках пойменной седиментации [6].

Разрез снизу начинается с алевритоглинистых углистых образований застойных и зарастающих стариц (возможно, является “шапкой” предыдущего аллювиального цикла). Затем их перекрывает русловый аллювий, слагающий основание поймы, образуя нижний горизонт аллювиальной толщи. Пойменный аллювий образует верхний покровный горизонт последней, заканчивая аллювиальный цикл старичными, а затем болотными отложениями.

Генетическая диаграмма Р. Пассеги помогает выявить гидродинамический режим накопления осадка. Тонкий материал осаждался из взвеси с долей волочения, волочения с долей взвеси, а крупный – сальтацией и волочением, волочением (рис., Б). Эти данные характеризуют активную гидродинамику реки, эрозионно воздействующую на борта берега, образуя широкую пологую площадку. Энергия воды уменьшалась и более тонкий осадок смог осаждаться в образованной пойме, как показано в [6].

Относительно разнообразными коллекторскими свойствами среди фаций, слагающих пласт ЮШ₁₀¹, обладает фацция АРР. Характерными областями для них являются GNU3-GNU7 (рис., В). Некоторые точки выпадают из области – отложения относятся к не коллекторам. Максимальный уровень коллекторских свойств отвечает классу GNU6. По всей видимости это связано с крупной размерностью обломочного материала. Для фации АРП характерен класс коллектора GNU4. Неколлекторами является фацция АПП, для которой решающим фактором плохих петрофизических свойств стало содержание глинистых слоек в прослоях между песчано-алевритовым материалом, глинистого и карбонатного цемента в пустотном пространстве.

Таким образом, хорошими коллекторскими свойствами обладают фация АРП (алеврито-песчаные осадки русел малых рек и проток крупных равнинных рек) и АРР (гравийно-песчаные осадки русла крупных равнинных рек). Из всех перечисленных фаций наилучшие ФЕС имеют песчаники речных фаций, относящиеся к GНU6-GНU7.

Литература

1. Шпильман В.И., Солопахина Л.А., Пятков В.И. Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири. Изд-во «Путиведь», 1999. С. 96–115.
2. Конторович А.Э. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.
3. Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: УГГУ, 2007. 209 с.
4. Ludwikowska-Kędzia M. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. Warsaw: Dialog Press, 2000. 180 pp.
5. Corbett P.W.M., Ellabadi Y., Mohammed K. et al. Global Hydraulic Elements: Elementary Petrophysica for Reduced Reservoir Modeling // EAGE 65th Conference & Exhibition. Norway, Stavanger, 2003. P. 99–104.
6. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.:Изд-во Акад. наук СССР, 1951. 275.

М.Г. Вахнин

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

РОЛЬ ФЛЮИДОУПОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

При формировании залежей углеводородов огромную роль играет способность вышележащих пород удерживать и не пропускать углеводороды, иметь флюидоупорные свойства. Характеристика литологических свойств и морфологии этих пород, особенности расположения по территории провинции и по различным отдельным нефтегазоносным комплексам позволяют определять возможные районы миграции углеводородов и предполагаемые участки нефтегазонакопления.

Характеристика флюидоупоров может складываться из значительного количества параметров, таких как литологические, структурные, тектонические и др. [1]. На территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТП НГП) распространены различные типы флюидоупоров. К ним относятся региональные, субрегиональные, зональные и локальные флюидоупоры, которые находятся в различных НГК и имеют разные свойства по литологическому составу. ТП НГП отличается сложным

геологическим строением, и на её территории можно выделить региональный флюидоупор, который состоит из аргиллитов тиманского и саргаевского горизонтов франского яруса. Здесь также имеются покрывки, сформированные из глинисто-галогенных пород Кунгура.

На территории провинции также получили распространение субрегиональные, локальные и зональные флюидоупоры. При этом для каждого нефтегазоносного комплекса характерны различные типы покрывок. В качестве зонального флюидоупора для рифейских отложений на Тиманском поднятии служит кора выветривания рифейских сланцев, мощность которой достигает десятков метров. Эту же роль играют глинистые тимано-саргаевские отложения верхнего девона в местах, где они ложатся на рифейские отложения. В данном случае имеет место ритмичное строение рифейских толщ, в результате чего происходит чередование более проницаемых и экранирующих горизонтов.

В среднеордовикско-нижнедевонском НГК на территории севера ТП НГП в качестве зонального флюидоупора можно рассматривать сульфато-карбонатный пласт верхнего ордовика и глинистые отложения нижнего девона. В среднедевонском-нижнесреднефранском НГК распространена региональная тимано-саргаевская покрывка.

В частности, на восточном склоне Большеземельского палеоподнятия в зоне выклинивания нижнедевонской карбонатной толщи обнаружено значительное количество структур различного типа, которые экранированы нижнефранскими глинистыми породами и являются местом скопления углеводородов [2]. На данной территории есть два крупных месторождения – им. Р. Требса и им. А. Титова. В доманико-турнейском нефтегазоносном комплексе в качестве зонального флюидоупора можно рассматривать глинистые толщи нижнего-среднего визе. А для средневизейско-нижнепермского НГК региональной покрывкой служат кунгурские породы, представленные глинистыми слоями и прослоями песчаников.

На территории Предуральяского прогиба, в районе Верхнепечорской впадины в роли покрывок могут быть сульфаты кунгурского яруса. Также локальными покрывками могут служить различные сульфатные образования серпуховского яруса и глины верейского горизонта Московского яруса. К примеру, в нижнепермском НГК часто встречаются флюидоупоры в отложениях верхней перми, которые состоят из глин с прослоями песчаников. В Уфимско-верхнепермском НГК имеют место локальные покрывки.

На шельфе Печорского моря расположено Северо-Гуляевское нефтегазовое месторождение, которое находится в пределах Гуляевского вала, 50 км западнее Приразломного месторождения. Здесь нефтяные залежи находятся в терригенных отложениях верхней перми, и в качестве флюидоупора можно рассматривать мощную толщу нижнетриасовых аргиллитов [3]. В данном месте вторая залежь газоконденсатная

и размещена в нижней перми. Эту толщу экранируют артинско-кунгурские аргиллиты, обладающие мощностью до 200 м. Для триасового НГК флюидоупорами могут служить глинистые породы верхней юры.

Существуют типы флюидоупоров, которые ограничены по отдельным площадям, например, область распространения кыновско-саргаевской покрывки. Здесь осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов включают центральную и северную части Лайского вала, Ярейюскую и Харьгинскую площади Колвинского мегавала, а также северную часть Печоро-Кожвинского мегавала. Имеющиеся на данной территории разломы могут значительно повысить этажи нефтегазоносности. Одновременно с этим величина разломов при их проникновении в осадочный чехол в достаточной степени воздействует на характер и условия размещения скоплений УВ. В этой связи значительное влияние оказывают структурообразующие и неотектонически активные глубинные разломы.

Следовательно, можно сделать вывод о важной роли флюидоупоров в сохранении и скоплении залежей углеводородов на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Они позволяют удерживать массы углеводородов в своих толщах, что является необходимым условием для формирования месторождений нефти и газа.

Литература

1. *Пименов Б.А.* Экранирующие свойства нижнефранской покрывки юга Колвинского мегавала // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1978. С. 41–46.
2. *Прищепина О.М., Богадский В.И., Макаревич В.Н. и др.* Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 4.
3. Морфология и генезис порового пространства нижнетриасовых песчаников // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 1992. С. 70–80.

Н.И. Глушанкова, Т.Н. Воскресенская, Н.Г. Судакова
МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА СРЕДНЕГО ДОНА

Объектом настоящего исследования послужили разрезы Стойленского карьера КМА на р. Оскол. Относительная полнота колонки, фациально-генетическое разнообразие, хорошая обнаженность панорамы разреза на большой площади позволили проследить стратиграфические, фациальные взаимоотношения и литологию толщ

разреза общей мощностью около 60 метров, на котором выделено и охарактеризовано пять крупных седиментационных комплексов, имеющих определенное стратиграфическое и корреляционное значение.

I седиментационный комплекс образован толщей пестроцветных глин бассейновой седиментации, залегающих на размытой поверхности меловых пород, стратиграфически выше зеленоватых слюдистых алевроитов, выполняющих карстовые полости в меловых отложениях [1]. В составе глин доминирует монтмориллонит с примесью гидрослюда (до 40–50 % каждого), каолинит (10 %) и смешаннослойное образования гидрослюда-монтмориллонит. Хорошая окатанность минеральных зерен свидетельствуют о высокой степени осадочной дифференциации, о неоднократном переотложении материала, в частности, заимствованного при размыве подстилающих меловых песков.

II седиментационный комплекс, в составе которого наблюдаются красноцветные хорошо отсортированные пески с прослоями и линзами глин, с включениями карбонатных конкреций, формировавшиеся в более динамичных условиях среды (речные и озерные фации), залегают с размывом на разновозрастных подстилающих породах. Красноцветные пески характеризуются преобладанием в составе тяжелой фракции дистена (24,5 %), ставролита (18%), турмалина (10,5 %).

Необходимо заметить, что древние пестро – и красноцветные образования 1 и 2 комплексов были в значительной мере уничтожены в ходе развития рельефа, сохранившись в виде небольших останцев на высокой (около 200 м) водораздельной поверхности.

III седиментационный комплекс, залегающий на высоких междуречьях, образован субаэральными красновато-бурыми суглинками и супесями, серией ископаемых почв. Он характеризуется турмалин-ставролит-дистеновой ассоциацией руководящих минералов в количественной пропорции 15%–15%–27%. Минералогический состав терригенной составляющей в значительной мере наследует качественные и количественные показатели подстилающих отложений. Наиболее заметное отличие состоит в значительно более высоком содержании минералов окислов и гидроокислов железа (до 20–30 % тяжелой фракции). Возможно, это свидетельствует об интенсивном выветривании железосодержащих минералов в процессе формирования отложений.

IV седиментационный комплекс, занимающий особое место в разрезе плейстоценовых отложений, представлен мореноподобными и озерно-ледниковыми отложениями мощностью до 10 м. Отличительной особенностью мореноподобных образований, имеющих характерный гляциодинамический контакт с подстилающими породами, является наличие отторженцев, гляциодислокаций, а также парагенезис с ленточно-слоистыми глинами, что может свидетельствовать в пользу их ледникового происхождения. Залегающий на более низких гипсометрических отметках, преимущественно во врезках и ложбинообразных понижениях, он характеризуется своеобразным составом. Терригенные минералы образуют характерную ставролит-

ильменит-дистеновую ассоциацию (соответственно 11%–13%–15%). Примечательно появление, хоть и в небольших количествах, граната, эпидота, роговой обманки (до 3 %). Среди глинистых минералов преобладают монтмориллонит и гидрослюда (по 40–50 % каждого) с примесью каолинита и смешаннослойного образования гидрослюда-монтмориллонит.

V седиментационный комплекс, представленный палево-бурными лессовидными суглинками нескольких генераций, с серией ископаемых почв, венчает разрез плейстоценовых отложений Стойленского карьера. Отложения комплекса заполняют долинно-балочные понижения и обнаруживают разные детали строения в зависимости от геоморфологической позиции. Для лессовидных суглинков характерна ставролит-ильменит-дистеновая ассоциация терригенных минералов, суммарное содержание которых достигает 60–65 %. В качестве примеси отмечаются рутил, турмалин. Глинистая компонента лессов включает монтмориллонит (до 50 %), гидрослуду (до 40 %), каолинит (10 %) с участием смешаннослойного образования гидрослюда-монтмориллонит в лабильной фазе. По данным гранулометрического анализа, эти отложения представляют собой песчано-глинистые алевриты, основные параметры которых отвечают лессовым породам. От более древних образований они отличаются большей алевритистостью и соответственно меньшей глинистостью.

Итак, разрез новейших отложений Стойленского карьера, изученный комплексом методов четвертичной геологии, палеогеографии, отличается достаточной полнотой и фациально-генетическим разнообразием, что позволяет отметить следующее: 1) формирование древних отложений I и II седиментационных комплексов осуществлялось в палеогеографических условиях, существенно отличавшихся от современных. Аккумуляция отложений происходила на нивелированной равнине, оставшейся после отступления позднемелового моря. 2) На высоких междуречьях, в результате длительного субаэрального развития, сформировался III седиментационный комплекс, отличающийся наличием нескольких морфологически выраженных палеопочв на красновато-коричневом субстрате. 3) Особенности строения и состава IV седиментационного комплекса позволяют соотносить его формирование с эпохой максимального донского оледенения. 4) В послеледниковой лессово-почвенной серии на междуречьях отчетливо прослеживаются не менее шести палеопочв и педокомплексов межледникового и интерстадиального характера.

Литература

1. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж. Изд-во ВГУ, 1985. 144 с.

О.В. Голованова

ГИН РАН, г. Москва

СПЕЦИФИКА НЕОДНОРОДНОСТИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ АБАЗИНСКОЙ СВИТЫ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ, РАЗРЕЗ Р. ХЕУ)

Абазинская свита нижнего эоцена изучается нами в одном из наиболее полных и относительно глубоководных разрезов Центрального Предкавказья – р. Хеу (опробование Ю.О. Гаврилова и Е.А. Щербининой) в контексте планетарных перестроек, гипертермальных и палеоэкологических событий, имевших место начиная с рубежа мела и палеогена [1]. Своеобразием накопления абазинской свиты и кремненакопления в ней является их ограниченный (“линзы” в пределах Центрального и Западного Предкавказья) и весьма неравномерный характер.

В изучаемом разрезе свиту составляют две пачки, голубовато-зеленовато-серых землистых кремнистых глин общей мощностью порядка 20м [2].

Методами оптической и электронной микроскопии (СЭМ с микрозондом), рентгеновской дифрактометрии (D8 Advance (Bruker), установлено, что породы представлены смешаннослойными глинистыми минералами (иллит-сметтит), часто присутствует хлорит. Порода содержит полный ряд структурных форм кремнезема: кварц, опал-кристобалит (опал-СТ), аморфный опал-А, сохранившийся в скелетах радиолярий, цеолит (группы клиноптилолит-гейландит), силикатно-углеродистые микросферулы и биопленки, кальцит редких микрофоссилий (рис.). Эта ассоциация характерна для нормально-морских отложений, формировавшихся в условиях очень теплого влажного климата [3].

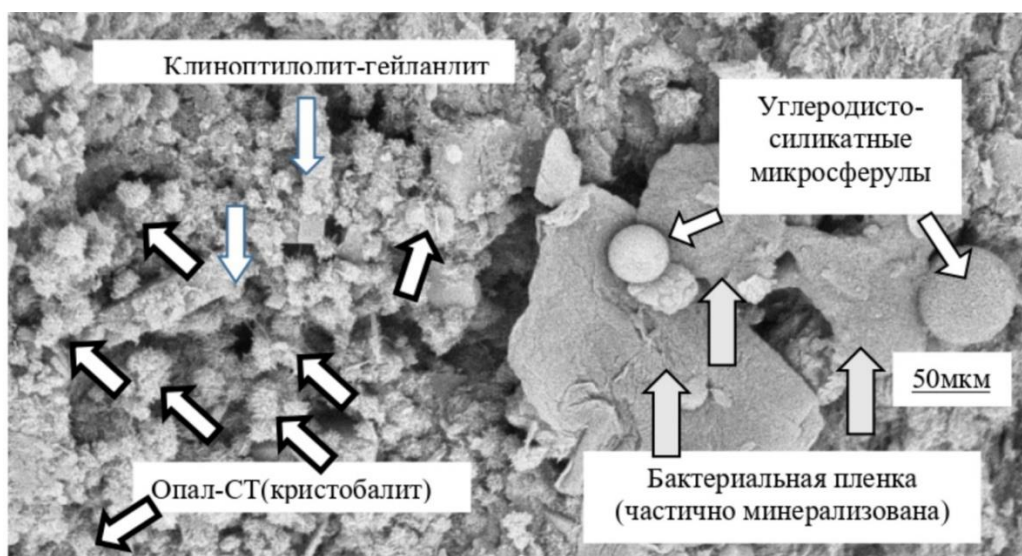


Рисунок. Характерная ассоциация минеральных форм абазинской свиты.

Соотношение установленных форм значительно изменяется в разрезе. Наиболее интенсивный характер рефлексов на рентгенограммах, ясно выраженные на СЭМ-снимках кристаллические формы фиксируются только на уровнях максимального содержания остатков радиолярий (около 15%) нижней пачки (образцы 728, 733, 734). На этих же уровнях получены максимальные негативные изотопно-кислородные экскурсы [2], интерпретируемые нами как гипертермальные события начала эоцена. На уровне 728 определены диноцисты рода *Dracodinium astra* на фоне околонулевого содержания карбонатного наннопланктона [1]. На прочих уровнях вышеописанные формы являются менее выраженными, содержание радиолярий менее 5–10%, изотопно-кислородные значения понижены.

Верхняя пачка свиты характеризуется слабой интенсивностью рефлексов цеолитов и опалов-СТ. При СЭМ-сканировании их кристаллические и леписферные формы не определяются, за исключением уровней обр. 2324 и 2339. Радиолярии, углеродисто-силикатные биопленки и микроферулы размеров 20–50 мкм отсутствуют. Однако, на уровне образца 330 обнаружены сферические микрофоссии размера около 200 мкм, имеющие перфорированную внутреннюю силикатную сферу с внешней оболочкой, выполненной микрокристаллическим кальцитом. По морфологии они близки организмам, описанным как диатомеи [4]. Вверх по разрезу наблюдается возрастание содержания карбонатного материала, главным образом, наннопланктона, которое осуществляется импульсами, с эпизодами преобладания глинистого вещества. Кривая изотопных соотношений углерода и кислорода характеризуется значительными флюктуациями, особенно при импульсном росте содержания карбоната кальция, с наиболее пониженными значениями по кислороду в нижней части пачки (уровень обр. 2323–2330) и выше, на уровнях обр. 2334 и 2338, 2339.

Выявленная неоднородность кремненакопления отражает специфику обстановок осадконакопления абазинской свиты. Развивающееся сооружение Кавказа является источником осадочного материала и нутриентов для микро- и наннопланктона (коры выветривания карбонатных отложений верхнего мела). Вспышка продуктивности радиолярий, по всей видимости является отражением конкуренции микробионтов на фоне стрессовых условий из-за гипертермальных событий и флюктуаций уровня моря.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Shcherbinina E., Iakovleva A., Gavrillov Y., Golovanova O., Muzylov N.* Lower Eocene sedimentary succession and microfossil biostratigraphy in the central northeastern Caucasus basin // *Geologica Acta*, 2020. 18.1,1-15, I-XVIII. DOI: 10.1344/ Geologica Acta, 2020. 18.1,1
2. *Голованова О.В.* К вопросу о формировании кремнистых глин абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р.Хеу) / В сб: *Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского*

литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. 2020. С. 37–40.

3. Янаскурт О. В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. Пособие. Москва: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

4. Агарков Ю. В., Бойко Н.И., Седлецкий В.И. Кремнистые породы Северного Кавказа и перспективы их практического использования. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1992. 207 с.

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

О СТРОЕНИИ ГОРЫ КУШТАУ (БАШКИРСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ)

Изучение рифовых массивов Башкирского Приуралья началось в 30-х годах прошлого столетия в связи с открытием приуроченных к ним нефтяных месторождений [1]. Из четырех стерлитамакских шиханов Куштау является наименее изученным из-за недостаточной обнаженности (рис. 1а, б). В настоящее время массив горы разбурен (14 скважин). Основная цель этих работ, проведенных по заказу АО «Сырьевая компания», заключалась в оценке ресурсов, необходимых для производства соды на комбинате БСК (Башкирской содовой компании), видимо, поэтому литолого-стратиграфические работы, не проводились. Для уточнения строения карбонатного разреза и структуры рифового массива нами были проведены литологические наблюдения по керну одной из скважин.

В разрезе скважины 21 сверху вниз можно выделить две отчетливо различимые карбонатные толщи (рис. 1 в): верхняя толща, сложена известняками с крупными фрагментами палеоаплезин (рис. 1г). Эти организмы наряду со мшанками и кораллами, считаются основными рифообразователями в ранней перми. Слоевидные гидроидные организмы погружены в карбонатную основную массу афанитового типа и, вероятно, находятся в прижизненном положении. Они слагают два биогермных прослоя мощностью по 20 м, которые разделены небольшим прослоем зернистых карбонатов – грейнстоунов. Общая мощность двух биогермных тел достигает 42 м. Биогермный слой залегает на карбонатной толще, сложенной слоистыми известняками – криноидно-биокластовыми грейнстоунами (рис. 1д). Для нижней толщи характерны органические остатки, типичные для верхнекаменноугольно-нижнепермского разреза западного борта Предуралья – мшанки фузулиниды, брахиоподы, криноидеи. Известняки нижней толщи можно отнести к фации мелководных зернисто-слоистых отложений карбонатного шельфа с активной гидродинамикой.

В отложениях горы Куштау, вскрытых скважиной 21, нами был обнаружен экземпляр водоросли *Calcipatera cottonwoodensis*, размером 20 см, хорошо различимый на фоне вмещающих грейнстоунов (рис. 1е). Ранее в ишимбайском Приуралье и в других

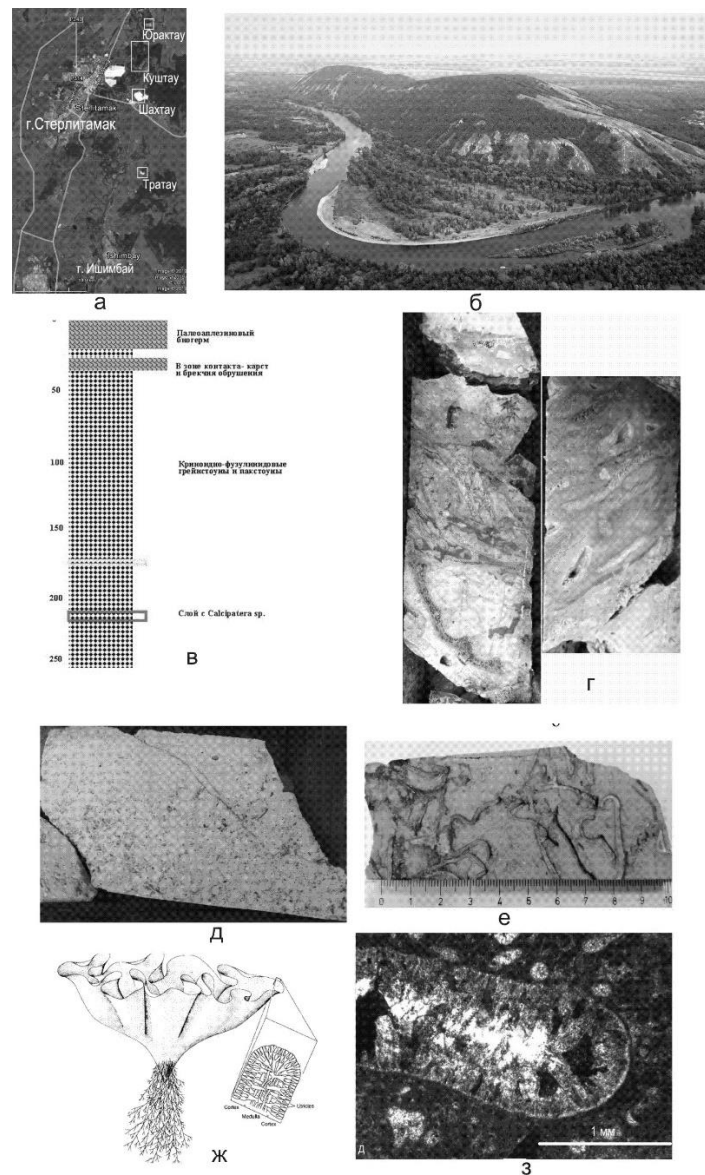


Рисунок. Гора Куштау: а- общий вид (интернет-ресурс), б- разрез скв. 21; в- фузулинидовый известняк; г- реликты водоросли *Calcipatera* sp.: е - реконструкция и строение листа *Calcipatera* sp. по (Torres et.al., 1992), ж – строение стенки листа в обр. скв.21 Куштау, гл.221 м., шлиф, увел. 100х.

районах распространения нижнепермских карбонатных отложениях на территории России эта водоросль не была известна. Первые ее находки были сделаны в известняках Приразломного поднятия в Печорском море. В керне скважин были встречены необычно крупные, макроскопически хорошо различимые реликты филоидных водорослей, достигающие 10–20 см в длину (рис. 1ж, з) при толщине листа 1–2 мм [1,2]. Микроскопическое изучение строения листа показало, что структура его состоит из

внутренней части и двухслойной коры с перпендикулярно расположенными к стенке листа кристаллами кальцита, замещающими отверстия – утрикулы, что позволило идентифицировать находки с *Calcipatera* sp., описанной в Пермском бассейне США [3]. Особенностью пород горы Куштау является отсутствие следов остаточного битума в известняках. В керне просмотренных двух скважин битумные включения

не установлены, в то время как в аналогичных породах других шиханов – Шахтау, Тратау и Юрактау, имеется большое количество остаточного битума, указывающего на былое присутствие в этих массивах нефтяных залежей.

В годы Великой Отечественной войны Башкирская нефтяная экспедиция, базировавшаяся в г. Уфе, организовала специальные работы по изучению стерлитамакских шиханов. Шиханским отрядом руководила И.В. Хворова, сохранились полевые дневники И.В. Хворовой, с маршрутами, пройденными ею летом 1942 года на г. Куштау. Наблюдения, проведенные И.В. Хворовой, остаются на сегодняшний день возможно единственными, поскольку последующая геологическая съемка 200-тысячного масштаба не внесла ничего нового в понимание строения г. Куштау. Согласно И.В. Хворовой, гора имеет асимметричную антиклинальную структуру с пологим восточным крылом и более крутым западным, которое погружается под аллювиальные отложения р. Белой. Антиклинальная структура горы также различима на многочисленных фотографиях горы, снятых с разных ракурсов.

Палеоаплезинный биогерм, вскрытый скважиной 21, также был описан И.В. Хворовой, ею была корректно оценена мощность (две пачки по 30 м) биогермных известняков, разделенных детритусовыми разностями. Верными оказались также ее выводы о наличии морфологически выраженного уступа, сложенного шельфовыми и рифовыми фациями известняков, резко фациально замещающихся батинальными отложениями, глубины образования которых И.В. Хворова оценивала в 1000 м [4].

В целом, выводы, сделанные советскими геологами о наличии шиханского тектонического поднятия, в составе которого и находятся известные горы-одиночки в районе Стерлитамака, подтверждены последующими сейсморазведочными работами и бурением глубоких скважин.

Литература

1. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Филлоидная водоросль рода *Calcipatera* в нижнепермских отложениях Приуралья // Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Моск. отд-я Палеонтологического общества при РАН. Москва, 29–31 января 2018 г. Программа и тезисы докладов. Алексеев А.С. (ред.). М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2018. с.
2. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Геопарк «Торатау»: памятники природы–пермские карбонатные массивы Тратау, Шахтау, Куштау, Юрактау // Геологический вестник, 2019. № 3. С. 161–170.

3. *Torres A. M., West R. R., Sawin R. S.* Calcipatera cottonwoodensis, a new membranous Late Paleozoic calcareous alga. *Jour. of Paleontology*, 1992. V.66. N4. P.678–681.

4. *Раузер-Черноусова Д.М.* Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья: на основе изучения фузулинид. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 109с. (Тр.ГИН, Вып. 119).

П.А. Громов, К.В. Борисенков
ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ТУРБИДИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА

Нижнекембрийские отложения, рассматриваемые как турбидиты распространены вдоль северного берега п-ова Таймыр, от Пясинского зал. до западного края п-ова Челюскин. Данные отложения разделяются на ленивенскую серию, мининскую, нижнехутудинскую и верхнехутудинскую толщи, ранее они относились к флишевой и аспидной формациям [1]. Данные, положенные в основу данной работы получены авторами при проведении государственного геологического картирования масштаба 1:200 000 проведенному ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2017-2020 годах на площади 4000 км² (листы S-45 IX, X, XI, XII, XV, XVI), наиболее важными из них являются: 40 послойных ритмограмм; 129 химических анализов (силикатный и ICP-MS) собранных в 68 точках, 17 датировок обломочных цирконов (рис.).

Рассматриваемые отложения сложены песчанистыми алевролитами, мелкозернистыми алевролитами и агриллитами. Редко встречаются мелкозернистые песчаники. Содержание обломков полевых шпатов в породах в среднем 20 %, эпидота, хлорита и амфиболов – до 1 %. Иногда, в количестве 5–25 % встречаются обломки: кварцитов, метаморфических сланцев, гранитоидов, вулканического стекла.

На сегодня можно сделать следующие выводы об обстановке формирования рассматриваемых отложений:

1. Эти отложения являются турбидитам по их признакам [4]: ритмичное чередование песчанистых и глинистых слоёв, градационные переходы внутри ритмов и резкие внешние границы ритмов, текстуры цикла Боума (ACDE и сокращённые AE BE) и цикла Стоу [9].

2. Вдоль прол. Ленинградцев в изученных разрезах наблюдаются фации средней части подводного конуса выноса (фация С по [7]), с преобладанием в разрезе песчанистых слоёв срезающих верхние части ритмов. В двух разрезах определена фация Е – верхняя часть конуса, представленная толщиной аргиллитов с отдельными мощными песчанистыми слоями. Дальше вглубь полуострова определены фации D – нижняя половина конуса

выноса (классические турбидиты), и G – обрамление конуса (мелкие ритмы с преобладанием аргиллитов).

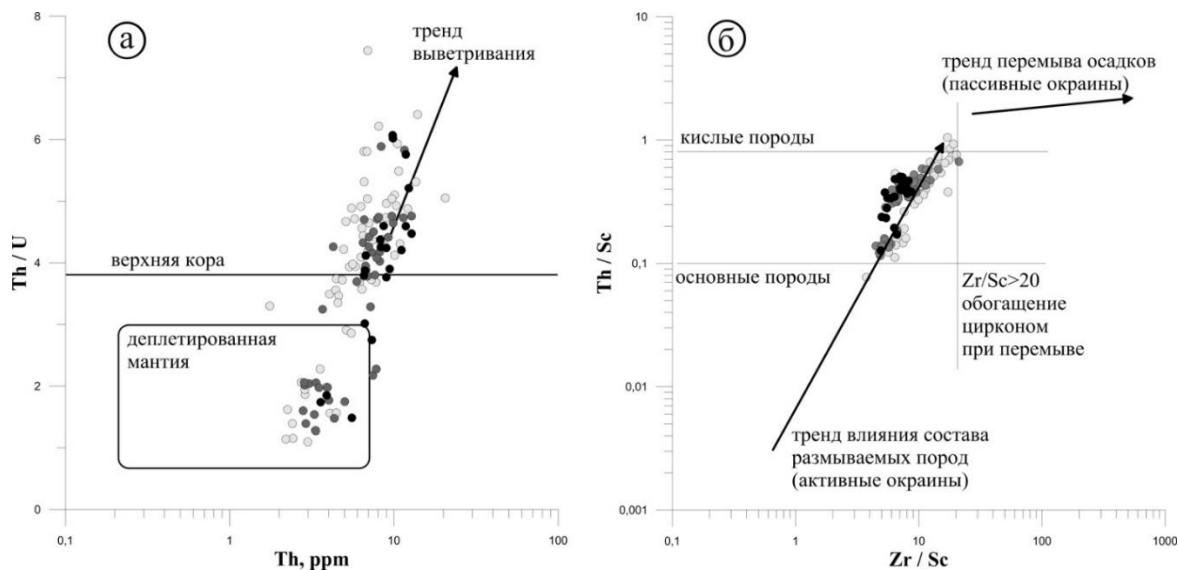


Рисунок. Диаграммы реконструирующие обстановку осадконакопления и источник сноса. Белые точки – песчанистые алевролиты, серые – мелкие алевролиты, чёрные – аргиллиты. а – тренды указывают на активной или пассивной окраине отлагались осадки [6]; б – линия «верхняя кора» соответствует свежим верхнекоровым изверженным породам в качестве источника сноса, та же линия делит составы современных турбидитов на активноокраинные (ниже линии) и пассивноокраинные (выше линии) [6].

3. Отложения являются незрелыми по классификации Херрона [5] – «бескарбонатные железистые песчаники и сланцы», по химической классификации Петтиджона [8] это граувакки. Судя по отношению Th/Sc к Zr/Sc (рис. 1а) содержание циркона в породах контролируется составом размываемых пород, что характерно для незрелых отложений активной окраины. Судя по отношению $Th/Sc < 1$, источник сноса – молодая островная дуга [6].

4. График Th/U к Th (рис. 1б) указывает, что источником сноса для турбидитов служили верхнекоровые изверженные породы [6], они близки к гранодиоритам по отношению Th/Sc к Sc [3] или риолитам-дацитам по Th/Sc к Zr/Sc [6, 2].

5. Возможно, эти турбидиты отлагались на активной окраине, Судя по наличию классических для этой обстановки фаций C, E, D, и приведенным выше геохимическим данным.

Литература

1. Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле — эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 216 с.

2. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Крупенин М.Т. Систематика ряда редких и рассеянных элементов в глинистых породах Среднеуральского сегмента Предуральского прогиба / Вестник Пермского университета, 2013, вып. 4(21), Пермь, С. 36–46
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988. с. 49–50
4. *Фациальные модели* / под. ред. Р. Уолкера, Н. Джеймса; пер. с англ. – М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2017. 916 с.
5. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. J. Sed. Petrol. 58, 1988, 820-829.
6. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, In: Johnson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America. Special Paper, 1993. № 284. pp 21–40.
7. Mutti E., Ricci Lucchi F. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis, International Geology Review, 20:2, 1978, 125-166.
8. Pettijohn-F.J., Potter-P.E., Siever R. Sand and Sandstone. New York, Springer-Verlag, 1972, 618 p.
9. Stow, D.A.V., Shanmugam, G. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sediment. Geol., 25, 1980, 23–42.

Е.О. Дернова¹, И. Е. Стукалова², Ф. Б. Исаходжаев³

¹ Институт геоэкологии РАН им. Сергеева, г. Москва

² Геологический институт РАН, г. Москва

³ НАЦ ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА УГЛЕЙ РАЗНЫХ МАРОК

Угольный пласт традиционно являлся объектом разработки и добычи угля и только в последние годы уголь стал рассматриваться в качестве нетрадиционного коллектора, содержащего углеводородные газы – метан и его тяжелые гомологи. Формы нахождения углеводородных газов в углях разнообразны. Они находятся в свободном, сорбированном, растворенном и газокристаллическом состоянии, оставаясь в относительном динамическом равновесии [1].

В рамках данной работы мы получили характеристики пустотного пространства образцов углей Донецкого бассейна различного марочного состава, проанализировали опубликованные данные значений фильтрационно-емкостных свойств углей: пористость, проницаемость, с учетом содержания и состава углеводородных газов в этих углях [1].

Основная цель работы – определить различия во внутреннем строении углей разной степени метаморфизма.

Коллекторские свойства углей связаны не только с наличием пористости, но и с сорбционными свойствами органического вещества, что было показано в многочисленных работах [2]. Изучение пустотного пространства углей необходимо не только с точки зрения определения возможных путей транспортировки содержащегося в них метана к стволу скважины, но и с целью оценки объемов сорбированного газа. Газ при этом находится в адсорбированном состоянии на поверхности микропор, а основным процессом его движения является диффузия. Движение потока газа по закону Дарси осуществляется только в прискважинном пространстве и связано с движением по макротрещинам.

Классификация форм и размеров пор природных углей носит условный характер из-за их большого разнообразия. Официально принята Классификация пор по размерам М.М. Дубинина. Каждый интервал размеров пор соответствует характерным адсорбционным свойствам, находящим свое выражение в изотермах адсорбции с использованием модельной зависимости размера мезопор от давления равновесного газа над ними (модель Барретта–Джойнера–Халенда, метод ВЖН). Большинство классификаций разнятся незначительно и отражают размерность, сорбционные характеристики и типы движения газа. Нами было обращено особое внимание на классификацию пустот с учетом их генетической принадлежности [3].

Для исследования микроструктуры на растровом электронном микроскопе НТАСНІ ТМ-1000 были отобраны образцы углей Донецкого бассейна из нашей коллекции марок Д, К, Т, ОС, А и вмещающих пород.

Для длиннопламенного (Д) угля характерна отчетливая неравномерная слоистость за счет ориентировки включений. Наблюдаются скопления изометричных капилляров, образующих прослойки толщиной до 0,01 мм.

Для коксового (К) угля характерна блоковая текстура с раковистым изломом. Отмечается малое количество изолированных пустот, редко сообщающихся между собой. Капилляры неправильной формы неравномерно распределены: имеют однонаправленное распространение, цепочкой друг за другом. Единично отмечаются фрамбоиды пирита.

Для тощих (Т) характерна крупная блоковая трещиноватость. Трещины частично или полностью заполнены карбонатным материалом, окислами железа, пиритом. Встречаются скопления пор изометричной шарообразной формы в виде прослоя размером до 0,001 мм.

Для отошено спекающегося (ОС) отмечается многочисленное развитие пустот овальной формы, преимущественно ориентированных плоскости напластования. Наблюдаются прослойки толщиной от 0,01 до 0,02 мм, выполненные карбонатным материалом, а также, вероятно, пиритом. Капилляры диаметром от 0,001 до, 0,01 мм

часто сообщаются между собой и образуют единое емкостное пространство. Отмечаются отдельные капилляры правильной шарообразной формы, напоминающие пузырек газа диаметром до 0,01 мм.

Для антрацита (А) характерна тонкослоистая текстура (наиболее хрупкий при пробоподготовке). Наблюдаются участки с многочисленными капиллярами шарообразной формы диаметром от 0,001 до 0,005 мм. Рассеянные скопления и микроагрегаты, вероятно, пирита.

Проведенные исследования структуры пустотного пространства углей разных марок показали: форма и распределение пустот и трещин усложняется с ростом степени метаморфизма. При пробоподготовке и интерпретации результатов исследований нужно учитывать неоднородность угольного пласта как природного объекта. Необходимо проводить макро- и микроописание образцов с выделением текстурных макролитотипов угля и учитывать их площадное распространение.

Литература

1. Лебедев В.С., Стукалова И.Е. Углеводородные газы в углях Донецкого бассейна. Геология и разведка. 2013, С. 30–35.
2. Эттингер И.Л., Шульман Н.В. Распределение метана в порых ископаемых углей. М.: Недра, 1975. 112 с.
3. Liu, S., Sang S., Liu H. et al. Growth characteristics and genetic types of pores and fractures in a high rank coal reservoir of southern Qinshui basin [J]. Ore Geology Reviews, (2015) 64, 140–151.

О.В. Елишева

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ АЧИМОВСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ УСТЬ-БАЛЫКСКОЙ СВИТЫ НЕМЧИНОВСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ИХ КОЛЛЕКТОРОВ

На Немчиновских месторождениях Уватского района юга Тюменской области нефтеносность неокомских отложений связана с ачимовскими резервуарами пластов АчБС₈₋₉ усть-балыкской свиты и с пластом АчБС₁₀ сортымской свиты. По результатам бурения на этих территориях проблемы поиска новых и разведка выявленных залежей УВ в ачимовской толще связаны в основном с рисками по «коллектору», точнее с подтверждаемостью рассчитанных эффективных толщин.

Обычно прогнозирование фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) неокомских резервуаров выполняется на основе динамических характеристик сейсмического поля МОГТ 3D. Карты эффективных толщин, построенные через зависимости мульти-

моноатрибутного анализа или акустической инверсии, при разбросе мощностей ачимовских коллекторов от 2 м до 15÷22 м, имеют погрешности +/- 5÷7 м.

Для того чтобы обосновать такой прогноз коллекторов по площади и в разрезе традиционно строятся фациально-седиментационные модели с выделением по площади зон основных обстановок осадконакопления. При этом не учитывается, что в современном плане ачимовские резервуары, часто залегают на глубинах 2400–2800 м, что соответствует зонам раннего и позднего эпигенеза [4].

Анализ минерально-петрографической и рентгеноструктурной характеристики показал, что в пределах Немчиновских месторождений в породах ачимовских пластов АчБС₈₋₉ усть-балыкской свиты имеются продукты вторичного преобразования пород. Эпигенетическими изменениями затронуты и обломочная часть (каркас породы) коллекторов (кварц, полевые шпаты, обломки пород), и цементирующий матрикс.

Интенсивность влияния эпигенетических процессов на коллекторы зависит от многих факторов: глубины залегания пород, минерального состава цемента и обломочной части, времени пребывания пород в определенной зоне катагенеза и химического состава подземных вод, фильтрующихся через коллекторы [3, 4].

На Немчиновской и Северо-Немчиной площадях коллекторы ачимовских пластов АчБС₈₋₉ представлены мелко-среднезернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами. Преобладание в разрезах скважин в ачимовских отложениях тех или иных гранулометрических разностей зависит от того, какие части конусов выноса вскрыли скважины – дистальную или проксимальную.

Согласно минерально-петрографическому описанию каркас пород-коллекторов представлен зернами кварца, полевых шпатов и обломками пород. Часть зёрен кварца имеет следы выщелачивания, большая часть полевых шпатов корродирована, изменена, на зёрнах встречаются альбитовые каемки. Структура поровых каналов неоднородна, контакты между зернами точечные, встречаются следы пластической деформации, иногда крупные поры выщелачивания щелевидной формы (рис.).

Наибольшие вторичные изменения коснулись минерального состава цемента. По данным рентгенофазового анализа (РФА) основной объем цементирующего матрикса коллекторов представлен иллит-хлоритовым веществом, в котором широко развиты зоны карбонатизации (сидеритизации), пиритизации. Участки развития вторичного каолинита имеют подчиненное значение и не вносят существенный вклад в эффективное поровое пространство коллекторов. Агрегаты кальцита и пирита достигают 10 мкм. В цементе встречается большое количество агрегатов лейкоксена и апатита размерами до 15–20 мкм.

Проведенный анализ показал, что на Немчиновских месторождениях ФЕС коллекторов ачимовских резервуаров усть-балыкской свиты контролируются не только первичными седиментационными факторами, но и вторичными изменениями:

карбонатизацией, хлоритизацией и пиритизацией, которые *негативно* сказываются на ёмкостных свойствах резервуаров [1–4], сокращая их эффективные толщины.

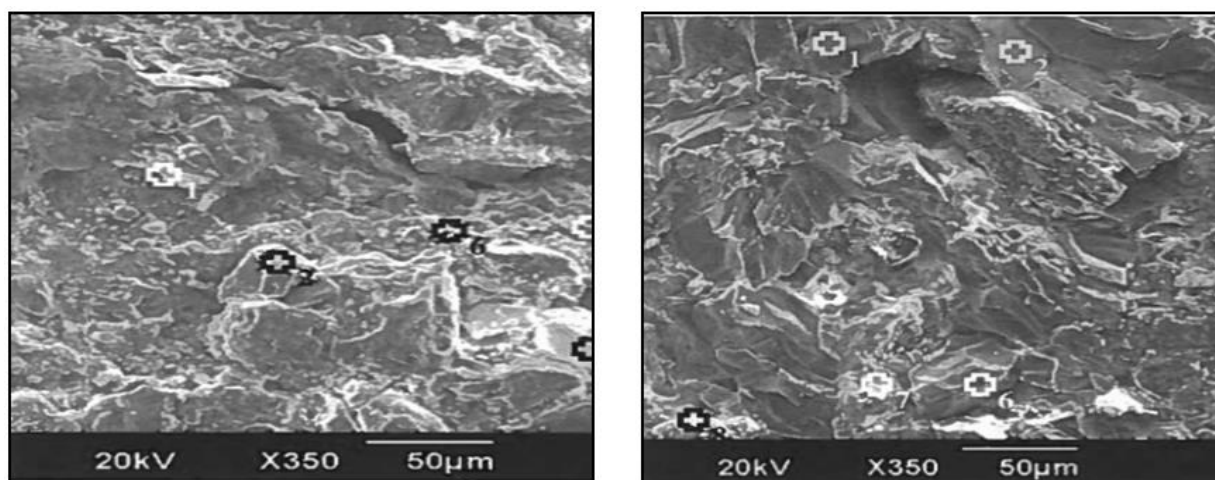


Рисунок. Характеристика порового пространства коллекторов ачимовских резервуаров пластов АчБС_{8,9} Северо-Немчиновского месторождения (скв. № 45П).

Таким образом, учёт влияния эпигенетических изменений на ФЕС ачимовских резервуаров при обосновании эффективных толщин по данным 3D-сейсморазведки при построении фациальных моделей, несомненно, позволяет существенно снизить риски «по коллектору» и увеличить эффективность поисково-разведочного бурения.

Литература

1. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах // Ленинград. –1991.
2. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей // Ленинград: изд-во «Недра». 1989. 260 с.
3. Шмырина В.А. и др. Влияние вторичных изменений пород-коллекторов на ФЕС продуктивных пластов БС₁₁¹ и ЮС₁¹ Кустового месторождения // Ученые записки Казанского ун-та, Серия естественные науки. т.155. кн.1. 2013. С. 95–100.
4. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования // Москва: изд-во «ЭКСЛАН». 2008. 356 с.

А.Е. Звонарев

ООО «ММСК», г. Медногорск

ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ МЕЛОВОЙ И ПАЛЕОГЕНОВОЙ СИСТЕМ ЦЧР – АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ ИСТОЧНИК ТИТАН-ЦИРКОНИЕВОГО СЫРЬЯ

Возникающий дефицит на Российском рынке титанового и циркониевого сырья, а также решение вопроса по рациональному использованию природных ресурсов, в том числе минимизация экологических рисков при недропользовании, заставляет искать альтернативные источники минералов титана и циркония в качестве дополнительных к известным россыпным месторождениям ЦЧР [1].

Появившиеся в последнее время технологические наработки извлечения акцессорных минералов из песков, добываемых, как правило, в качестве строительных, формовочных и стекольных, позволяют рассматривать последние в качестве весомого потенциала для развития минерально-сырьевой базы титана и циркония [1, 2, 3].

Для оценки наиболее потенциальных песков для попутного извлечения ценных минералов и их ранжирования требуется специальное минералогическое картирование стратиграфических подразделений до глубины, на которой осуществляется добыча песков с целью оценки их перспективности на извлечение акцессорных компонентов в пределах территории Центрального Черноземья. Проведенные ранее работы по изучению акцессорной минералогии меловых и палеогеновых отложений Воронежской антеклизы [4], позволяют рассматривать пески данных стратиграфических подразделений в качестве приоритетных для дальнейшего картирования крупного масштаба.

Имеющийся фактический материал по акцессорной минералогии, полученный из различных тематических, поисковых и геолого-съёмочных работ по территории ЦЧР, позволил оценить смену основных минеральных ассоциаций в группе прозрачных минералов. Непрозрачные минералы, в том числе ильменит, относительно хорошо рассмотрены лишь для стратиграфических подразделений, к которым приурочены известные россыпи барремского, аптского и сеноманского ярусов. Выполненные исследования по распределению минералов, указанных подразделений, позволяют установить, как общие тенденции, свойственные разным типам терригенных пород, формировавшимся в разных фациях от морских до континентальных, обусловленные сменой гранулометрии, так и особенностей, связанных со сменой строения бассейнов осадконакопления разного возраста с изменением источников сноса, включая локальные [4, 5].

Для оценки практической ценности песчаных пород стратиграфических уровней, было выполнено усреднение по достаточной выборке проб и построены карты распределения содержаний терригенных акцессорных минералов мелкого масштаба для

каждого стратиграфического подразделения в объеме яруса. Это позволило установить общие особенности в смене минеральных ассоциаций прозрачных минералов от раннего мела по олигоцен территории Воронежской антеклизы. Начиная с нижнего мела до миоцена отмечается увеличение содержаний силлиманита, снижение граната и эпидота с практическим исчезновением последнего в более поздние этапы [3]. В составе прозрачных аксессуариев увеличивается содержание устойчивых к выветриванию минералов, в том числе полезных компонентов - циркона с максимумом его в аптском ярусе (до 34 %) и палеогеновой системе (до 42 %). Отмечается цикличность в распределении эпидота, выраженная максимумами его содержаний в основаниях циклов. Для рутила установлено уменьшение содержаний от готеривского к альбскому ярусу (от 20 до 10 %), выделяющееся на общем фоне, характерном для остального мела и палеогена (12–15 %). В распределении минералогических комплексов по территории антеклизы для указанного временного интервала установлена площадная инверсия, проявившаяся в смене максимумов суммарных значений весьма устойчивых минералов к выветриванию в южных частях в меловой этап на таковые северных в палеогеновое время. Это можно объяснить сменой минеральных провинций в источниках сноса, а также влиянием интенсивного гипергенеза, характерного для этого времени. Обогащение силлиманитом в отложениях трансгрессивных циклов верхнего мела обусловлено их интенсивным накоплением в удаленных от береговой линии частях бассейна. Подобное характерно и для палеогеновых отложений.

В рамках прогнозирования месторождений песков, как наиболее перспективные для попутного извлечения из них аксессуарных минералов на территории ЦЧР, рекомендуются, прежде всего, площади развития песчаных пород аптского яруса и олигоцена.

Как правило, наиболее перспективные песчаные породы апта формировались в прибрежно- и мелководно-морских фациальных обстановках со средней гидродинамикой, а также в отдельных участках речных долин, олигоцена в мелководно-морских со средней гидродинамикой [5].

Подобные обстановки, с увеличением содержаний аксессуарных минералов в песках, хорошо сочетающиеся с уменьшением мощности вскрышных отложений, характерны для северного и юго-западного склонов Воронежской антеклизы.

Литература

1. *Беляев В.И., Звонарев А.Е.* К вопросу об утилизации вскрышных пород Латненского месторождения огнеупорных глин // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология - 2002. № 1. С. 201 – 209.
2. *Кора И.М., Савко А.Д.* Песчаные породы вскрыши и возможности их использования пород на Латненском, Лебединском и Стойленском месторождениях // Труды НИИ геологии

Воронежского государственного университета. Вып. 14. Воронеж. Изд-во Воронежского государственного университета. 2003. 94 с.

3. Золотарева Г.С., Бондаренко С.В., Ненахов С.В., Спицын В.И. Техногенные россыпи как источник титан-циркониевого сырья // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология - 2018. № 4. С. 57 – 66.

4. Звонарев А.Е., Савко А.Д. Акцессорные минералы меловых и палеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Труды НИИ геологии Воронежского государственного университета. Вып. 29. Воронеж. Изд-во Воронежского государственного университета. 2005. 151 с.

5. Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И., Бартенев В.К., Бабкин В.Ф., Огороков В.А. Литология и фации донеогеновых отложений воронежской антеклизы // Труды НИИ геологии Воронежского государственного университета. Вып. 3. Воронеж. Изд-во Воронежского государственного университета. 2001. 146 с.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

О ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ И ГИПЕРГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КИМБЕРЛИТОВ

При изучении кимберлитов главное внимание исследователями уделяется реликтовым структурам и текстурам исходной породы, по которым построены практически все классификации кимберлитовых пород. Основное внимание обычно придается изучению псевдоморфоз, их формы и расположения в породе. Незаслуженно малая роль отводится исследованию цементирующей массы этих природных магматитов. В кимберлитовых породах, в которых сохранилось реликтовое строение, цементирующая масса преимущественно представлена: а) субмикроскопическим серпентином; б) пелитоморфным карбонатом; в) стекловатым веществом. Под новообразованиями кимберлитов мы понимаем все минералы, сформировавшиеся из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и растворы, образовавшиеся как в период формирования трубки, так и на более поздних этапах её становления, в том числе и в гипергенных условиях. Распределение одного из характернейших вторичных минералов - *серпентина* в телах кимберлитовых трубок зависит не только от состава исходной магматической породы, но и от количества и природы ксенолитов, а также вторичных инфильтрационных процессов. Ксенолиты мантийных ультраосновных пород серпентинизируются одинаково как и кимберлит (то есть первичные оливины и пироксены) частично или полностью замещаются серпентином, содержание которого определяется количеством этих исходных минералов в породе и степенью замещения. Морфология агрегатов серпентина определяет структуру мономинеральной породы, то есть серпентинитов, представляющих в отдельных трубках (Ботуобинская, Нюрбинская и др.) продукты

преобразования ультраосновных нодулей, а в большинстве случаев - только определенный участок породы, поскольку значительная ее часть сложена другими минералами, имеющими свою форму индивидов и агрегатов. Зачастую серпентин представлен смесью хризотила и лизардита, причем доля первого выше в верхних часто выветрелых частях диатрем, а его выделения сосредоточены в жильных серпофитах, лизардит - в ядрах псевдоморфоз. Среди карбонатов доминирует *кальцит*, который характеризуется широким многообразием форм выделений. Основная его масса вместе с минералами группы серпентина, слагает основной объём пород большинства кимберлитовых тел, “цементируя” дезинтегрированные породы и минералы различного происхождения. Резко меняется концентрация минерала в зависимости от степени постмагматического и гипергенного изменения кимберлитов. Часть кальцита выполняет пустотно-трещинные образования, формируя в кимберлитах прожилки и друзы, жеоды и щетки. В качестве позднего акцессорного минерала кальцит установлен нами и в некоторых типах глубинных пород. На данном этапе изученности этого минерала можно выделить: а) ранний (глубинный) первичномагматический (включения в глубинных минералах), образующийся из первичной водно-силикатно-карбонатной магмы; б) глубинный метасоматический (продукт верхнемантийного метасоматоза глубинных пород); и в) собственно “кимберлитовый” кальцит, кристаллизация которого связана с различными процессами формирования кимберлитовых тел. Последний по способу и времени образования можно подразделить: на “кимберлитовый” кальцит, слагающий основную массу пород, “метасоматический” кальцит (продукт карбонатизации некоторых минералов и пород) и поздний гидротермальный, выполняющий пустотно-трещинные образования. В ряде кимберлитовых трубок (Интернациональная и др.) значительную долю состава пород составляет *доломит*. По имеющимся минералогическим данным образование доломита во времени охватывает достаточно широкий интервал: от начала процессов метасоматоза верхнемантийных пород (наличие включений доломита в титан-клиногумите и К-рихтерите) до заключительных стадий гидротермальных процессов в пустотно-трещинных образованиях остывающего “кимберлитового” расплава. Менее распространенным карбонатом в кимберлитах является арагонит. Одним из весьма интересных вторичных минералов является *пироаурит*, который был установлен в кимберлитах трубки Удачная в виде прожилков и гнезд волокнистого и кристаллического пироаурита, ассоциирующего с кальцитом, магнетитом и серпофитом. Существенные концентрации пироаурита отмечены нами также при изучении состава кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского района –ДААР (трубки Сытыканская, Удачная, Юбилейная и другие). Остальные карбонаты (шортит, стронцианит, гидромагнезит, хантит) встречаются в кимберлитовых породах СП в резко подчиненном количестве. В кимберлитах многих полей СП часто фиксируется *магнетит* (от 2 до 5%) и развитый по нему *маггемит*. Во многих кимберлитовых трубках среди вторичных новообразований встречаются *кварц* и его разновидность *халцедон*,

повышенные концентрации которых приурочены не только к самым верхним горизонтам трубок, но и к приконтактовым зонам на более глубоких горизонтах. Характерным минералом кимберлитов является *флогопит*, установленный в трёх генерациях. Первая - представлена вкрапленниками, образовавшимися в протоматматический (подкорový) этап кристаллизации кимберлитовых минералов. Флогопит второй генерации образует в основной массе кимберлитов мелкие пластинчатые и чешуйчатые кристаллы с хорошо сформированной огранкой (часто с характерным флюидальным расположением). Третья генерация представлена чешуйчатым флогопитом метасоматического происхождения, образовавшимся при воздействии остаточных постмагматических растворов на консолидированные кимберлитовые породы. В условиях автометаморфизма кимберлитов флогопит, как и в других типах ультраосновных пород, подвергается различным изменениям, в том числе вермикулитизации и хлоритизации. Особенно интенсивно флогопит изменен в кимберлитах центральных алмазоносных районов СП, где в ряде трубок он превращен либо в желтовато-бурый, серовато-зеленый или белесый вермикулит, либо в буровато-зеленый хлорит. В большинстве случаев вторичные минералы отмечаются в виде отдельных ассоциаций, сложенных двумя или тремя минералами. В кимберлитовых породах СП определенную роль во вторичном минералообразовании сыграл сероводород, связавший железо в сульфиды и тем самым заблокировавший образование не свойственных кимберлитам карбонатов железа. Сероводород в некоторых случаях послужил источником возникновения серной кислоты, сыгравшей большую роль в процессе вторичного минералообразования. Образование гипса происходило не только в результате воздействия серной кислоты на карбонатные породы, но и при выпадении этого минерала из раствора сульфата кальция в связи с его пересыщением из-за испарения или вымерзания воды. Установлены отличия в минеральном составе новообразований не только в разных трубках, но и в плане отдельных тел или блоков одной и той же трубки.

Таким образом, проведенными исследованиями разработан комплекс методов для идентификации, количественного подсчета и картирования постмагматических и гипергенных минералов кимберлитовых пород. Полученные новые данные по типоморфизму вторичных минералов и их ассоциаций в кимберлитовых породах показали, что процессы вторичного минералообразования проходили в большом интервале температур и вызванного их спадом изменения реакции среды от щелочной до кислой с последующей нейтрализацией, что зафиксировалось как в особенностях их распространения, так и в формах растворения, дорастания и возникновения новых генераций вторичных минералов. Большинство вторичных минералов в кимберлитах возникло в процессе гидролиза силикатов и других солей магния. В зависимости от конкретных условий минералообразования, на каждом конкретном участке диатрем по исходным магнезиальным силикатам возникли вторичные минерала, образование которых происходило либо без выноса вещества из материнской породы, либо с выносом

(частично или полностью) магнезия или кремнекислоты. Обилие воды в системе способствовало образованию серпентина, брусита и других богатых водой минералов. Определенную роль во вторичном минералообразовании в кимберлитах СП сыграл сероводород, которым обогащены нижнепалеозойские толщи вмещающих диатремы. Сероводород связывал железо в сульфиды и тем самым заблокировавший образование не свойственных кимберлитам карбонатов железа. Сероводород в ряде случаев послужил источником возникновения серной кислоты, которая воздействуя на карбонаты способствовала образованию гипса и других новообразований. Среды минералообразования были сравнительно бедны CO_2 , в связи с чем возникли основные водные карбонаты (пироаурит и гидромагнезит). Углекислота расходовалась также на образование карбонатов кальция и кальций-магниевого новообразования. Излишек в системе минералообразования магнезия определил в определенной степени образование более богатых им слоистых силикатов (серпентина вместо талька) и гидроксидов (брусита). Исследованиями установлены отличия в минеральном составе новообразований не только в разных трубках, но также в плане отдельных тел или блоков одной и той же диатремы. По-разному ведут себя вторичные минералы и на глубину трубок.

Т.А. Ивановская, Т.С. Зайцева

ГИН РАН, г. Москва

ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

ТЕРРИГЕННЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ ЗЕРЕН ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО РЯДА В МААСТАХСКОЙ СВИТЕ НИЖНЕГО ВЕНДА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Происхождение глобулярных слоистых силикатов (ГСС) глауконит-иллитового состава может быть разным – аутигенным (образованным *in situ*), аллотигенным (перемытым на месте или в едином палеобассейне) и терригенным (более древним, привнесённым из других районов) [1]. Придерживаясь этой классификации, авторы рассматривают аутигенные разности с позиций раннедиагенетического образования. Именно аутигенные и (или) аллотигенные разности используются для анализа обстановок осадконакопления в мелководных морских условиях, терригенные разновидности непригодны для этих целей.

Рассмотрим это на примере глобулярных слоистых силикатов (ГСС) из двух разрезов нижней подсвиты маастахской свиты нижнего венда Оленекского поднятия Северной Сибири (реки Хорбусуонка и Улахан-Сололи), где в двух изученных образцах установлено терригенное происхождение ГСС. Среди изученных авторами ранее

верхнепротерозойских ГСС глауконит-иллитового ряда (около 100 образцов), терригенные разновидности зерен встречены впервые.

Зерна выделялись из терригенных пород (гравелиты, песчаники, глинистые алевролиты) по обычной методике, используемой авторами [2, 4]. Rb-Sr датирование маастахских ГСС впервые проведено в сочетании с расчетом теоретических картин распределения катионов в структуре минералов и сопоставлением результатов расчета с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии [5].

В работе используется обобщенная классификация ГСС глауконит-иллитового состава [2–8], согласно которой авторы среди этих минералов по степени алюминиевости ($K_{Al} = {}^{\text{VI}}\text{Al} / ({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al})$), выделяют глаукониты, Al-глаукониты, Fe-иллиты и иллиты ($K_{Al} \leq 0.5$, 0.5–0.6, 0.6–0.8 и ≥ 0.8), которые образуют единый композиционный ряд.

Изученные образцы ГСС представлены смешанослойными образованиями (9 и 10 % смектитовых и вермикулитоподобных разбухающих слоев); значения параметра элементарной ячейки b (9.027, 9.039 Å) соответствуют диоктаэдрическим слоистым силикатам Al-Fe-состава, которые по составу представлены Fe-иллитами с разной степенью алюминиевости ($K_{Al} = {}^{\text{VI}}\text{Al} / ({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al}) = 0.71, 0.82$), содержание $\text{K}_2\text{O} = 7.77$ и 8.40 %.

Полученные по двум образцам Fe-иллита Rb-Sr датировки (реки Хорбусуонка и Улахан-Сололи: 1033, 913 ± 12 млн лет, соответственно) “удревнены” по отношению к возрасту маастахской свиты венда, принятая нижняя граница которого составляет $\sim 640 \pm 5$ млн лет [4, 9]. “Удревненные” датировки указывают на терригенное происхождение изученных зерен. Показано, что изученные ГСС попали в вендские маастахские отложения в результате размыва рифейских хайпахских глауконитсодержащих пород на востоке северо-западного склона Оленекского поднятия, в то время как на юге района хайпахские отложения сохранились и изучались в нижней подсвите ранее [3].

Глобулы Fe-иллита из нижнехайпахских отложений частично сходны по минералогическим и структурно-кристаллохимическим особенностям (состав, параметры b и др.) и близки по изотопным данным к изученным ГСС из маастахской свиты. Это свидетельствует о незначительном перемыве и переносе зерен. Несколько меньшие значения возраста хайпахских образцов может быть обусловлено начальным катионным разупорядочением в структуре ГСС и частичной потерей радиогенных изотопов при вторичных изменениях терригенных зерен (перемыв и переотложение зерен Fe-иллита в осадки маастахской свиты, а, возможно, и при катагенетических изменениях маастахских пород).

Таким образом, важное значение при распознавании терригенных ГСС верхнепротерозойского возраста имеет изотопный анализ, а также комплекс геолого-литологических, минералогических и структурно-кристаллохимических данных, помогающий установить первичное залегание зерен, их минералого-

кристаллохимические особенности, степень их перемыва, дальность переноса, вторичные изменения на макро- и микроуровне включая изучение тонкой структуры минералов.

Работа выполнена в рамках тем Государственных заданий ГИН РАН (0135-2019-0043), ИГГД РАН, а также при поддержке проекта РФФИ (19-05-00886).

Литература

1. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321с.
2. Дриц В. А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.
3. Ивановская Т. А., Зайцева Т. С., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
4. Зайцева Т.С., Кузнецов А. Б., Горожанин В. М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты свиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 5, С. 82–96.
5. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. “Омоложденные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и геологическое значение Rb–Sr и K–Ar датировок // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 5S. С. 3–26.
6. Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L’etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays and Clay Minerals. 2006. V. 54. P. 761–772.
7. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 41–48.
8. Zviagina B.B., Drits V.A., Sakharov B.A. et al. Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clays Clay Minerals. 2017. V. 65. P. 234–251.
9. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

А.А. Илаева, А.Ф. Хузина, А.Э. Королёв

Казанский федеральный университет, г. Казань

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Терригенные коллекторы верейского нефтеносного комплекса на территории Республики Татарстан относятся к перспективным в плане нефтедобычи отложениям

московского яруса. В последние годы многопластовые нефтяные залежи этого возраста активно вовлекаются в разработку. При этом, если с карбонатной, нижней частью верейского горизонта, как правило, не возникает проблем с нефтедобычей, то с терригенной, верхней частью разреза, связаны определенные трудности [1]. Часто, несмотря на видимую интенсивную нефтенасыщенность пород в керне, из пластов затруднительно добыть водонефтяные флюиды. Одной из причин низкой нефтеотдачи верхней части верейского горизонта является недостаточность знаний о строении пород коллекторов. Учитывая это, было проведено изучение особенностей формирования нефтеносных терригенных пород коллекторов в процессе стадийного литогенеза.

Терригенные коллекторы верейского горизонта представлены слоями мелкозернистых песчаников толщиной 0,2–1,5 м. В пределах Татарстана наиболее мощные толщи нефтеносных песчаников приурочены к восточному борту Мелекесской впадины. Согласно оптико-микроскопическим исследованиям песчаники на 75–80 % сложены обломочной компонентой, на 20–25 % - цементирующим их материалом. Аллотигенная компонента средним размером 0,1–0,25 мм представлена изометричными, угловатыми зернами кварца и полевых шпатов, окатанными обломками горных пород, чешуйками мусковита и хлорита. Аллотигенный материал сцементирован тонкозернистым кальцитовым цементом базально-порового типа. Песчаники содержат до 18 % пор. Поры межзерновые, сообщающиеся, размером 0,05–0,1 мм, выполнены углеводородами.

Анализ особенностей структурных преобразований аллотигенных компонентов показал, что многие обломки минеральных зерен в песчаниках несут следы вторичных постседиментационных изменений. Так, кварцевые зерна несут следы растворения под нагрузкой и регенерации. Процессы растворения проявляются на контактах соприкасающихся зерен кварца. Они выражаются либо в появлении выпукло-вогнутых контактов взаимного приспособления, либо в проникновении острых поверхностей одних зерен в сглаженные поверхности других зерен. Регенерация проявляется на обособленных зернах кварца, не контактирующих с другими аналогичными по составу аллотигенными обломками минералов. Процесс регенерации выражается в появлении у полуокатанных зерен кварца граней ромбоэдров и гексагональной призмы. Процессы структурных преобразований затронули и зерна полевых шпатов. Угловатые обломки плагиоклазов на контактах с зернами кварца несут следы расщепления вдоль границ полисинтетических двойников. Зерна ортоклазов, наоборот, приобретают габитусные элементы за счет процессов регенерации. Можно наблюдать все стадии постепенного преобразования обломков в ограненные кристаллы. При этом, несмотря на общую кристаллографическую ориентировку исходного зерна ортоклаза и нарастающего на нем новообразованной оторочки, хорошо прослеживаются границы между первичной затравкой и обволакивающей ее аутигенной минеральной «рубашки» с хорошо выраженными на периферии идиоморфными формами в виде граней ромбоэдров.

Механические деформации проявляются и на слюдяных пластинках мусковита и хлорита. В одних случаях это проявляется в волнообразных изгибаниях чешуек слоистых силикатов в местах приложения давления, в других – в их расщепление вдоль плоскостей спайности. Анализ контактных взаимодействий аллотигенных минеральных зерен с аутигенными минералами цемента показал, что между ними преобладают в основном коррозионные типы воздействий. Так на контакте спаритовых зерен кальцита цемента с обломками минералов хорошо проявляются процессы коррозии по периферии кварца и полевых шпатов. Пластинки мусковита корродируются аутигенным халцедоном. В некоторых случаях можно наблюдать метасоматическое замещение мусковита волокнистым халцедоном. Яснозернистый кальцит цемента также претерпел изменения, что выразилось в его избирательном выщелачивание с образование межзерновых пор, впоследствии заполненных углеводородами.

Особенности преобразования минеральных компонентов песчаников позволяет смоделировать последовательность их стадийного литогенеза. Можно выделить две стадии литогенеза. Первая стадия включала в себя седиментогенез и ранний диагенез. В это время произошла аккумуляция терригенного материала, его уплотнение и обезвоживание. По мере погружения вглубь Земли и роста литостатического давления зерна минеральных обломков приобрели плотную структурную упаковку. При этом близко расположенные кварцевые зерна в зонах контактов частично растворялись с образованием протяженных контактов взаимного приспособления. Крупные мусковитовые и хлоритовые чешуйки в силу упругих свойств в точках приложения горного давления лишь изгибались. И только те из них, которые испытывали давление кварцевых обломков на периферии, расщеплялись по плоскостям спайности. Расщеплению по границам полисинтетических двойников подверглись и зерна плагиоклазов. Растворенные вещества, перешедшие в поровый раствор, шли на регенерацию кварца, ортоклаза и на метасоматическое замещение чешуек мусковита волокнистым халцедоном. Перераспределению кремнезема и глинозема способствовал процесс перекристаллизации кальцитового цемента, который корродировал зерна кварца и полевых шпатов. Вторая стадия литогенеза была связана с миграцией водонефтяных флюидов. Пришедшие углекислые растворы способствовали растворению кальцита цемента песчаников и заполнению пор углеводородами.

Литература

1. Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Низамутдинов Н.М., Пронин Н.В. Причины низкой нефтеотдачи верейского горизонта Аканского месторождения // Нефтяное хозяйство. 2014. № 10. С. 57–59.

Ю.С. Капустина

ООО «Тюменский Нефтяной Научный Центр», г. Тюмень

ВИРТУАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ОБНАЖЕНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ИНСТРУМЕНТ ДЛЯ ЛУЧШЕГО ПОНИМАНИЯ ГЕОЛОГИИ НЕДР

Типичной задачей, стоящей перед специалистом в области подземной геологии, является построение трехмерной литологической модели объекта по скважинным и сейсмическим данным с привлечением керновой информации. Её решение включает следующие основные этапы: (1) идентификацию одномерных литологических тел, вскрытых скважинами, (2) прогноз литологических тел, не вскрытых скважинами, (3) обоснование границ идентифицированных и спрогнозированных литологических тел. Как известно задачи литологической идентификации и литологического прогноза не имеют единственного решения [1]. Чтобы уменьшить неопределенность, необходимо знать латеральные взаимоотношения литологических тел в осадочных толщах, которые, ввиду ограниченных методов исследования, не могут быть установлены для объектов, находящихся под поверхностью земли. Для этого геологи используют аналоги. Во-первых, это современные седиментационные бассейны различных типов; во-вторых, это геологические обнажения древних осадочных бассейнов. Первому типу аналогов посвящена обширная литература. Второй менее известен, поэтому именно он рассмотрен в настоящих тезисах.

Использование геологических обнажений в качестве аналогов позволяет детально изучить размеры, геометрию, свойства литологических тел, а также их латеральные взаимоотношения [2]. Однако проводить полевые исследования не всегда представляется возможным. Решение пришло с развитием современных технологий трёхмерного лазерного сканирования и фотограмметрии. Это позволило создать виртуальные трёхмерные модели обнажений геологических объектов с высокой детальностью, доступные всем заинтересованным специалистам.

Виртуальная цифровая модель обнажения горных пород представляет собой трехмерную модель объекта в форме текстурированной полигональной сетки [3]. Данные для виртуальных моделей обычно регистрируют с помощью статичных наземных установок. Однако, в последнее время, все чаще стали использоваться беспилотные летательные аппараты – дроны (что значительно удобнее и снижает временные затраты на регистрацию). Применяя математические алгоритмы к исходным данным, получают итоговые трехмерные модели обнажений, готовые для анализа и интерпретации [3].

Свойства и пространственные взаимоотношения литологических тел в виртуальных моделях обнажений могут стать ключом к пониманию геометрии и пространственного положения аналогичных тел в погребенных осадочных бассейнах,

сформированных в различных условиях осадконакопления, различных тектонических палеообстановках и климате. Это открывает огромные возможности для использования их в качестве аналогов в нефтяной геологии для повышения качества и достоверности геологических моделей резервуаров на разведочном этапе освоения месторождений. Данные о латеральных взаимоотношениях литологических тел обнажений горных пород могут быть использованы на поисковом этапе как основа прогноза новых резервуаров, еще не вскрытых скважинами. Пример использования виртуальной модели обнажений в геологическом моделировании представлен на Рисунке.



Рисунок. Пример использования виртуальной модели обнажений горных пород в геологическом моделировании. Виртуальная модель была создана The Virtual Outcrop Geology Group для геологического обнажения из Book Cliffs, штат Юта, США [4], интерпретация и построение модели выполнено автором.

Ещё одним перспективным направлением развития виртуальных моделей обнажений в нефтяной геологии может быть сейсмогеологическое моделирование, когда за основу берётся виртуальная модель какого-либо типового объекта, и проводится решение прямой задачи сейсморазведки. Это позволит лучше понять соотношение между геологической структурой объекта и соответствующей ему структурой волнового поля.

Также виртуальные модели обнажений геологических объектов можно применять в образовательных целях при проведении виртуальных геологических практик и уроков в университетах и компаниях [5]. Это позволит студентам и специалистам лучше понять характеристики и взаимоотношения литологических тел в осадочных толщах.

Следует отметить, что в России есть огромное количество крайне интересных горных массивов, в пределах которых имеются обнажения осадочных толщ различного генезиса. Создание единой базы виртуальных моделей этих обнажений будет иметь огромное научное и практическое значение.

Литература

1. Лебедев М.В. О фациальном моделировании осадочных бассейнов [Текст] / М.В. Лебедев // Нефтяное хозяйство. 2017. № 8. С. 52–57.

2. *Howell J.A.* The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook [Text] / J. A Howell, A. W. Martinius, T. R. Good // Geological Society of London. – Special Publications. 2014. V. 387. P. 1–25.
3. *Enge H.D.* From outcrop to reservoir simulation model: Workflow and procedures [Text] / H. D. Enge, S. J. Buckley, J. A. Howell // Geosphere. 2007. V.3(6). P. 469–490.
4. NORCE Norwegian Research Centre and University of Aberdeen: SafariDB: The Geological Outcrop Database / URL: <https://safaridb.com/browse>
5. The Virtual Outcrop Geology Group [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://virtualoutcrop.com>

Е.Е. Карнюшина¹, А.Ю. Юрченко²

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

² Центр по добыче углеводородов Сколтех, г. Москва

УСЛОВИЯ ПРИРОДНОЙ КАРБОНАТИЗАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ВАЛАНЖИНА УРЕНГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение причин формирования и распространения карбонатизации терригенных пород-коллекторов в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне активизировалось во второй половине XX века. Это направление исследований не менее актуально и в настоящее время в связи с уточнением строения природных резервуаров в сложных мезозойских комплексах, не являвшихся ранее первоочередными объектами разведки. Выявление генезиса карбонатов являлось одной из задач при изучении мезозойских терригенных коллекторов Уренгойского месторождения. Рассмотрим решение этой задачи на примере исследования продуктивного пласта БУ₁₀₋₁₁ верхневаланжинского комплекса, изученного в Центральной приподнятой зоне месторождения и на ее западном погружении. Для исследования важно, что керн был отобран до освоения и эксплуатации, находящихся здесь газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками, когда в них еще не закачивались воды сеноманского комплекса, вызывающие реакции кальцитизации коллекторов, что является ныне объектом мониторинга на различных месторождениях Западной Сибири.

Нефтегазоносный комплекс верхнего валанжина имеет песчано-алевритово-глинистый состав, залегает на глинистой надахимовской пачке нижнего валанжина, включает верхнюю часть сортымской свиты (500 м) и нижнетангаловскую подсвиту (200 м). Пласт БУ₁₀₋₁₁ толщиной 50–100 м находится вверху сортымской свиты, содержащей в кровле чеускинскую пачку глин. Полимиктовые песчано-алевритовые породы-коллекторы слагают клиноформы подводнодельтового генезиса, имеющие толщину

5–15 м и залегающие во врезях алевритово-глинистых накоплений шельфа, среди которых встречаются фрагменты криноидей [1].

Вторичные преобразования песчано-алевритовых отложений врезов выражены углефикацией растительных остатков, насыщающих клиноформы, регенерацией кварца, альбитизацией полевых шпатов, выделениями аутигенных глинистых хлорит-гидрослюдистых минералов в порах коллекторов, центральные части которых заполнены кристаллическим кальцитом поздней генерации. Встречаются также линзы кальцита с реликтовой (теневогой) структурой метасоматически замещенного обломочного каркаса коллекторов. В итоге возростала литологическая неоднородность природного резервуара, значительно снижалась первичная пористость коллекторов и минерализация заполнявших их талассогенных вод.

По замерам показателя отражения витринита (R_a , %) вторичные изменения пласта соответствуют верхам градации $МК_1$ мезокатагенеза [2]. Палеотемпература ($T_{\text{палео}}$, °C) углефикации растительных остатков, принятая по данным [3], подтверждена анализом распределения стабильных изотопов углерода и кислорода аутигенного кальцита, выполненным А.Ю. Юрченко по методике [4]. В составе кислорода легкие изотопы ($\delta^{18}\text{O}$) имеют значения от $-19,3$ до $-18,1$ ‰ VPDB, рассчитанные температуры изменяются от 132 до 143°C [5; 6]. Изотопно-тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C}$) характеризуется значениями от $-1,5$ до $-2,3$ ‰ VPDB, что свидетельствует о формировании кальцита при участии углекислоты, связанной с растворением органогенных карбонатов [7, 8]. Параметру катагенеза $R_a = 7,0$ % соответствует $T_{\text{палео}} = 132^\circ\text{C}$; значение $R_a = 7,1$ % характеризуется $T_{\text{палео}}$ в диапазоне 136 – 143°C , что может быть обусловлено спецификой биогенного кальцита различных морских организмов. Характер вторичных преобразований пород в таких палеотемпературных условиях объясняется, согласно представлениям [9], нахождением пласта БУ₁₀₋₁₁ в элизионной литостатической палеосистеме.

Последовавшее в олигоцен-неогеновое время поднятие, размыв отложений, затем четвертичные оледенения на севере Западной Сибири вызвали изменение глубины расположения и понижение температуры в нефтегазоносных комплексах [10]. Кровля градации $МК_1$ в пласте БУ₁₀₋₁₁ находится в настоящее время на глубине 2792 м, где температура составляет 75°C . Таким образом, суммарная термодегрессия в пределах пласта достигает 57°C . Формирование и переформирование залежей углеводородов на этом этапе сказалось на степени сохранности катагенетического кальцита. Его линзы, оказавшиеся в залежах газоконденсата, не претерпели изменений. Коррозия и выщелачивание кальцита происходили в зонах водно-углеводородных контактов, что контролировалось геохимическими особенностями пластовых вод и характером их взаимодействия с породами-коллекторами [11]. Выщелачивание приводило к возникновению в песчано-алевритовых коллекторах вторичной пористости,

поддерживавшей емкостной потенциал продуктивных природных резервуаров до их эксплуатации.

Литература

1. *Ермаков В.И., Шаля А.А.* Особенности строения продуктивных пластов мегионской свиты Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1982. № 5. С. 13–18.
2. *Карнюшина Е. Е., Леоненко Г.Н.* Свойства коллекторов Западной Сибири в зоне катагенеза // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4, Геология. 1989. № 5. С. 35–41.
3. *Мазор Ю.Р.* Закономерности и геологические причины преобразования углей // Автореф. докторск. дисс. М.: МГУ, 1985. 39 с.
4. *Юрченко А.Ю.* Генезис кальцита в карбонатных породах осадочных бассейнов по данным изотопного состава углерода и кислорода // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4, Геология. 2014. №5. С.107–110.
5. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 590 с.
6. *Kim, S.-T. and O'Neil, J.R.* Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta, 61. 1997. Pp. 3461-3475.
7. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
8. *Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R. et al.* Stable isotopes in Sedimentary Geology //, Short Course №10, Dallas. 1983. Pp. 433–439.
9. *Махнач А.А.* Катагенез в безэвапоритовых элизионных водоносных системах / <https://www.bygeo.ru>
10. *Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др.* М.: Недра, 1975. 679 с.
11. *Матусевич В.М.* Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Недра, 1976 149 с.

Е.В. Карпова

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

МИНЕРАЛЬНО-СТРУКТУРНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКО-АБАЛАКСКОГО КОМПЛЕКСА КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА

Несмотря на значительные достижения последних десятилетий в развитии теоретических основ нефтегазовой геологии, по-прежнему не находят своего однозначного объяснения небольшое количество и неравномерное распределение залежей в нетрадиционных резервуарах. Известно, что прогрев осадочных пород связан как с кондукционной передачей тепла, так и с конвективным теплопереносом [1], являющимся мощным фактором вызревания УВ. Одним из важнейших маркеров конвективного прогрева толщ являются зоны гидротермально-метасоматических замещений. Обычно им сопутствуют незакономерно расположенные зоны

гидротермального выщелачивания и вторичного разуплотнения. Литература об участии горячих растворов в формировании продуктивных коллекторов переходного комплекса и чехла Западной Сибири достаточно обширна, однако вопросам гидротермальной проработки толщ юрской высокоуглеродистой формации посвящено ограниченное количество публикаций.

Исследовались породы баженовской свиты и ее латерального аналога – тутлеймской свиты; а также подлежащий абалакский комплекс Красноленинского свода. Методом оптической микроскопии и РЭМ выявлены минерально-структурные парагенезы и устойчивые ассоциации, свидетельствующие о проработке пород гидротермальным флюидом на стадии катагенеза. Признаки воздействия горячих растворов и сопутствующего минералообразования проявляются в породах в неодинаковой мере: от неизменных литологических типов до существенно преобразованных разностей; в ряде случаев различные минерально-структурные ассоциации могут сочетаться друг с другом. Весь спектр выявленных гидротермальных минерально-структурных парагенезов наблюдается в отдельно взятой породе не полностью. Характерно преимущественно локальное проявление в разрезах структур растворения, зон метасоматоза и сопутствующей минерализации избыточных компонентов в виде жил зонального выполнения.

Гидротермальное выщелачивание строго приурочено к первично пористым литологическим типам отложений, что обеспечивает движение катагенетического флюида. Первичная пористость, обусловленная механизмами и условиями образования осадка, характерна для радиоляритов и спонголитов флювиального генезиса, сконденсированных (перлювиальных) фосфоритов; а в карбонатных осадках абалакского комплекса – для микробиально-водорослевых доломито-известняков с признаками субэарального карстования. В результате гидротермального выщелачивания формируются пустоты с выраженной коррозией форменных компонентов породы. Значения вторичной пористости в вышеуказанных литотипах достигают 15–19 %. В ряде случаев прослеживается минерализация выщелоченных пустот сульфатами, карбонатами, кварцем.

Основным типом гидротермального метасоматического замещения в исследуемых разрезах является позднекатагенетическая карбонатизация, как результат связывания привнесенной углекислоты в кальциево-железисто-магнезиальные, марганцевые, цинковые и бариевые карбонаты. Степень метасоматического замещения исходной минеральной матрицы различна: от единичных монокристаллов, выделений зонального строения и до полного замещения породы без сохранения реликтов протолита. Для первично доломито-известковых литотипов абалакской свиты щелочной метасоматоз проявляется в широком развитии новообразованных минералов: доломита нескольких генераций, анкерита, сидерита, родохрозита, магнезита, смитсонита ($ZnCO_3$), кутнагорита $Ca(Mn, Mg, Fe)(CO_3)_2$. Замещается основная матрица породы в виде

зерен идиоморфного облика от микрояснокристаллического до мелкозернистого размера, часто с сохранением теневых первичных структур. По краю выщелоченных пустот (фронт метасоматоза) размерность и идиоморфизм новообразованных минералов закономерно возрастают. Щелочной метасоматоз для пород фосфатного, кремневого, глинисто-кремневого и сильно смешанного глинисто-кремнево-известкового состава баженовской и тутлеймской свит проявляется в ограниченном спектре новообразованных минералов: формируются позднекатагенетические тонко-мелко-среднекристаллические, разнокристаллические известняки и доломиты. Карбонатная минерализация часто сплошная с формированием флюидоупора, или избирательная в количестве от 10 %, нередко проявленная по слоям.

Свидетельством метасоматоза кислотного типа в изученных породах является ассоциация минералов классов сульфатов, сульфидов и гематита. Сульфаты представлены широкой группой минералов: гипс; ангидрит; натроярозит; ярозит; мелантерит; сольфатерит; барит, развивающиеся как по существенно карбонатным литотипам, так и по глинисто-кремневым. Все они встречаются в виде монокристаллических выделений, небольших участков замещения и скоплений. Сульфидная минерализация проявлена в образовании пирита, сфалерита, пирротина, халькопирита, миллерита, широко развитых как в породах баженовской, так и в породах абалакской свиты. Сульфиды формируют как монокристаллы и их скопления, так и сплошные сливные массы. В отдельных скважинах был установлен гематит, являющийся типичным гидротермальным минералом, для формирования которого необходим высокий окислительный потенциал раствора.

Таким образом гидротермальный литогенез приводил как к изменению фильтрационно-емкостных свойств пород с формированием вторичных коллекторов, так и, очевидно, оказывал влияние на процессы нефтегазогенерации.

Литература

1. Соколов Б. А., Гусева А. Н. О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геолог. 1993. № 3. С. 39–46.

Д.В. Киселева¹, А.Р. Гайнанова², О.П. Шиловский^{2,3}, Р.Р. Хасанов²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

³Музей естественной истории Татарстана, г. Казань

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В КОСТНОЙ ТКАНИ ПЕРМСКИХ ТЕТРАПОД

Биогенные образования в осадочных породах являются мощными концентраторами химических элементов [1] и могут служить индикаторами условий осадконакопления. В работе рассмотрены особенности микроэлементного состава ископаемой костной ткани (ребра) пермских тетрапод из местонахождений Сундырь-1 и Котельнич. Костные остатки изучались при помощи оптической микроскопии, методов электронной сканирующей микроскопии, микро-рентгенофлуоресцентного анализа и метода квадрупольной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) (масс-спектрометр Thermo Fisher Scientific, Германия).

По PAAS-нормализованным (Post-Archaean Australian Shales) распределениям установлено, что содержание ряда редких и рассеянных элементов в костных фрагментах на несколько порядков превышает их концентрации во вмещающей породе. По результатам ЛА-ИСП-МС микроэлементного анализа выявлено, что апатит хорошо сохранившейся костной ткани характеризуется повышенными содержаниями стронция, бария, редкоземельных элементов и иттрия.

Оба исследованных образца имеют близкие распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (точки 4-7 и 12-14), в которых преобладают легкие РЗЭ над тяжелыми ($LREE/HREE = 11.1-59.9$). В сундыревском образце компактная кость характеризуется многократно более низкими содержаниями РЗЭ по сравнению с трабекулярной, что, вероятно, связано с лучшим привнесением вещества в поры трабекулярной ткани. Индексы $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$ указывают на отсутствие перекристаллизации апатита в костях на поздних стадиях диагенеза ($(La/Sm)_N$ во всех пробах > 0.3). По отношению $(La/Sm)_N$ образцы из Сундыря попадают в диапазон, соответствующий современной пресной воде (0.2–1.2) [2], а из Котельнича – современной морской воде (0.6–1.6) [2]. Смещение распределений по отношению $(La/Yb)_N$ в сторону больших величин может быть обусловлено изменением состава морской воды и диагенетическими преобразованиями биоапатита на ранних стадиях, включающих фракционирование РЗЭ посредством адсорбции [2]. Отсутствие признаков перекристаллизации на поздних стадиях диагенеза (колоколообразной формы распределения РЗЭ) позволяет использовать полученные данные для реконструкций первичных обстановок осадконакопления. Положительные Ce аномалии ($Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$) [3] выявлены в котельническом образце и отсутствуют в сундыревском. Цериевые аномалии возникают на геохимических

контрастах, связанных с переходом из щелочной в кислую среду. Находящийся в осадках 3-х валентный церий в щелочных водах окисляется до 4-х валентной формы и, растворяясь, обретает подвижность. Попадая в кислую среду органических остатков, он осаждается в составе фосфатных минералов [4]. Это косвенно подтверждается высокими содержаниями урана в костной ткани (69–129 мкг/г). Уран также мобилен в щелочной среде и теряет подвижность в кислых условиях, которые в осадках создаются захороненными органическими остатками [1]. В порах костной ткани при разложении органического вещества он может замещать Ca^{2+} в структуре апатита [5]. В пользу щелочных условий осадконакопления свидетельствуют также гадолиниевые аномалии ($\text{Gd}/\text{Gd}^* = \text{Gd}_N / (0.33\text{Sm}_N + 0.67\text{Tb}_N)$) [3], которые составляют 0.62–1.22 для образцов из Сундыря (в плотной ткани) и 1.30–1.38 для образцов из Котельнича. Аномалии Gd возникают в средах со свойствами от слабощелочных до нейтральных (морская вода, осадки). Выводы о щелочной среде осадконакопления согласуются с полученными ранее данными для образца ребра парейзавра из Котельнического местонахождения [6]. Низкие значения европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$) [7] в костных образцах (1.03–1.24 для Сундыря, 1.04–1.08 для Котельнича) также указывают на щелочную среду осадков, в которых происходило захоронение костных остатков. Совокупность суб-хондритовых Y/No отношений (19–25 для сундыревского образца, 23–25 для котельнического) с обогащением легкими РЗЭ говорит об осадконакоплении в условиях неглубоких, а в случае Котельнича и хорошо окисгенированных водных бассейнах с привносом материала из континентальных источников [8]. Концентрация большей части РЗЭ в костных остатках происходила, по всей видимости, в формирующихся осадках на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза.

Литература

1. Хасанов Р.Р., Галеев А.А. Минералообразующая роль захороненных растительных остатков в процессе гидрогенного медного рудогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. №1. С.18–22.
2. Reynard, B., Lécuyer, C., Grandjean, P., 1999. Crystal-chemical controls on rare-earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. Chem. Geol. 155 (3), 233–241.
3. Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Res. 79, 37–55.
4. Finkelman R.B. Modes of occurrence of trace elements in coal: Ph. D. Dissertation – College Park: Dept. Chem., University of Mariland, 1980. – 302 pp.
5. Elorza, J., Astibia, H., Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., 1999. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Lano, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features. Cretac. Res. 20, 169–187.
6. Kiseleva D., Shilovsky O., Shagalov E., Ryanskaya A., Chervyakovskaya M., Pankrushina E., Cherednichenko N., 2019. Composition and structural features of two Permian parareptile (Deltavjatia

vjatkensis, Kotelnich Site, Russia) bone fragments and their alteration during fossilisation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 526, 28–42.

7. Kowal-Linka, M., Jochum, K.P., Surmik, D., 2014. LA-ICP-MS analysis of rare earth elements in marine reptile bones from the Middle Triassic bonebed (Upper Silesia, S. Poland): impact of long-lasting diagenesis, and factors controlling the uptake. *Chem. Geol.* 363, 213–228.

8. Govind A. V., Behera K., Kumar D. J., Balakrishnan S., Bhutani R., Managave S., Srinivasan R., 2021. Trace element and isotope Geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the Dharwar craton, southern India: Implications for depositional environments and mantle influence on ocean chemistry. *Precambrian Research* 357, 106137

А.В. Крайнов

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

ВСКРЫШНЫЕ ПОРОДЫ ЛАТНЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ

Возможность использования вскрышных пород на месторождениях тугоплавких и огнеупорных глин рассматривалась работами ряда авторов [1–3]. Латненское месторождение огнеупорных глин во вскрышных породах содержит ряд других полезных ископаемых, поэтому оно давно перестало быть моносырьевым [3]. Среди них установлены строительные, стекольные, глауконит-содержащие пески, фосфориты, мел, кирпичные суглинки, песчаники. В пределах Латненского месторождения огнеупорных глин выделяются подглиняная и надглиняная пачки песков. Нижняя *подглиняная* толща сложена косослоистыми кварцевыми гравийно-песчаными отложениями аптского яруса, мощностью от 5 до 20 м. Строение толщи изменчиво.

Надглиняная толща сложена: **1** – белыми, светло-серыми и желтовато-серыми разномерными кварцевыми песками аптского яруса (K_{1a}), мощностью 5–10 м; **2** – песчаниками, приуроченными к средней части аптских (K_{1a}) отложений, мощностью 0,5–1,0 м; **3** – желтовато-серыми глауконит-кварцевыми и кварцевыми, преимущественно, мелкозернистыми песками альбского яруса (K_{1al}), мощностью 6–12 м; **4** – зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песками сеноманского яруса (K_{2s}), с прослоями фосфоритов, мощностью 4–11 м.

1 – подглиняные пески аптского яруса. По основным показателям подглиняные пески соответствуют требованиям ГОСТ и поэтому могут быть использованы в строительных технологиях в качестве заполнителя тяжелых, легких, мелкозернистых, ячеистых и силикатных бетонов, строительных растворов, приготовления сухих смесей, для устройства оснований и покрытий автомобильных дорог. Крупнозернистые строительные пески являются дефицитным полезным ископаемым, пользующимся большим спросом и рекомендуются к утверждению запасов и попутной отработке.

2 – *надглиняные пески аптского яруса* залегают непосредственно на огнеупорных глинах. Эти пески оранжево-бурые, ржаво-жёлтые, до серых, кремовых, желтоватых, кварцевые средне- и мелкозернистые, глинистые, пастиловидные. Для песков этого горизонта характерна косая слоистость речного типа, переходящая в горизонтальную, горизонтально-волнистую. Пески, лежащие непосредственно на огнеупорных изменяются от очень мелких до очень тонких (МК 1,1–0,6).

Выше залегают светло-серые, до белых местами с пятнами и прослоями ожелезнения кварцевые мелкозернистые пески. Этот слой еще называется «слоем стекольных песков». Однако, по содержанию фракции менее 0,1 мм они к таковым не относятся, т.к. её содержание более 15 %. В гранулометрическом составе преобладают фракции 0,8–0,1 мм, которые составляют от 84,12 % до 92,12 %. Основные породообразующие фракции 0,25–0,1 мм составляющие 89,25 %. Пески данного слоя очень тонкие, не выдержаны по составу и качеству, поэтому не могут быть использованы как строительные, ни как стекольные.

На белых кварцевых песках залегают более грубые, неоднородные, разномелкозернистые, серые, серовато-желтые косослоистые пески, с гравийными зернами размером 1–3 мм. Пески этого слоя по площади и в разрезе изменяются от очень мелких до средних. Частично могут быть использованы в качестве очень мелких, мелких и средних строительных в естественном состоянии. Для полного соответствия требованиям необходимо обогащение песков. Эти три слоя песков, слагающие надглиняную толщу аптского возраста. По генезису аллювиальные [1], залегают в виде мало выдержанных фациально неоднородных пластов. Отмечаются прослой серых и буро-серых глин, мощностью 2–5 см. Надглиняные пески аптского яруса могут применяться в качестве строительных с условием селективной добычи. Они изменчивы по простиранию и в разрезе.

3 – *песчаники аптского яруса*. Распространены преимущественно кварцитовидные и плотные кварцевые песчаники. Основная часть песчаников пригодна для получения тяжелого, высокопрочного бутового камня марки «1000». Прочные и среднепрочные разновидности песчаников могут быть использованы для производства широкого ассортимента архитектурно-строительных и реставрационных изделий, рассчитанных на эксплуатацию, как внутри помещений, так и на открытом воздухе. Для бутового камня и щебня по качеству подойдут все песчаники, а для камнерезных изделий необходимо их отбраковывать по трещиноватости, прочности, цвету, наличию примесей и пятен ожелезнения, которые в последствии могут проявляться в процессе окисления. Все отходы могут быть использованы для производства щебня или бутового камня.

4 – *пески альбского яруса* серые, желтовато-серые с пятнами ожелезнения, слюдисто-кварцевые с глауконитом, мелкозернистые. На основании изучения пески в основном удовлетворяют требованиям ГОСТ, предъявляемым к строительным пескам, но имеют слишком мелкий зерновой состав и не выдержаны по качеству. Поэтому

промышленного значения не имеют. Они могут применяться при условии селективной добычи и обогащения.

5 – *пески сеноманского яруса и фосфориты* зеленовато-серые, глауконит-кварцевые, мелкозернистые, в верхней части с прослоями грязно-зеленых песчанистых глин и прослоев желваковых фосфоритов. Пески сеноманского яруса очень мелкие, неоднородны по площади распространения по основным показателям соответствуют требованиям ГОСТ, предъявляемым к строительным пескам, но характеризуются низким показателем модуля крупности (0,3–1,2), содержат большое количество глауконита (13 %), обогащены желваковыми фосфоритами, поэтому в качестве строительных практического значения не имеют.

Литература

1. *Андреевков В. В., Савко А. Д.* Естественные отделочные и облицовочные материалы из осадочных пород северо-востока Воронежской антеклизы / Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 15. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. 94 с.
2. *Кора И. М., Савко А. Д.* Песчаные породы вскрыши и возможности использования на Латненском, Лебединском, Стойленском месторождениях / Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 14. Воронеж: Изд-во ВГУ. 2003. 94 с.
3. *Савко, А. Д., Михин В. П., Холмовой Г. В.* Литология и полезные ископаемые аптских отложений междуречья Дон–Ведуга / Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 26. Воронеж: Изд-во ВГУ. 2004. 111 с.

А.И. Кудаманов, Т.М. Карих

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ АНОКСИДНЫХ ЭПИЗОДОВ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В позднем мелу продолжалось раскрытие (спрединг) океанических впадин, т.е., рифтообразование в процессе расширения поверхности Земли, с образованием Срединно-Океанических Хребтов (СОХ) в зоне спрединга [5]. Активизировались, вероятно, и рифтовые системы на континентах (и в эпиконтинентальных морях). Зоны рифтов характеризуются различными проявлениями вулканических процессов – от лавовых излияний (в том числе подводных) и пепловых выбросов до газово-жидких эксгаляций (гидротерм). В зоне СОХ описаны чёрные и белые «курильщики» – как примеры современного проявления подводных гидротермальных процессов (с поступлением из астеносферы и мантии ряда различных химических компонентов в не окисленном виде), характеризующиеся дефицитом кислорода, сероводородным заражением (аноксией) и аутигенным накоплением смектитов и радиоляриевых илов [1].

Признаки синхронного пирокластического разноса уже отмечались нами в процессе изучения отложений верхнего мела Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [4]. В результате анализа геолого-геофизической информации, в строении верхнемеловых отложений ЗСП установлено абсолютное преобладание глин и кремнистых глин (до опок в позднем сантоне) трансгрессивного генезиса. Глинистая составляющая пород, представленная смектитами (частично трансформированными в иллит), реже глауконитом, и аморфное кремневое вещество образуют криптозернистый агрегат (по данным растровой микроскопии – неразличимые индивиды 1–3 мкм) и характеризуются весьма низкими темпами осадконакопления (первые мм за 1 тыс. лет). Сложное агрегатное взаимоотношение глин и аморфного кремнезёма позволяет предположить их совместное происхождение (осаждение сложных коллоидов в виде илов, с последующим их распадом на мономинеральные фазы в процессе дегидратации – «старения»). Аналогичные глауконит-содержащие опокovidные глины и опоки описаны в сантон-кампанских отложениях Русской плиты («камуфлированная пирокластика») [2, 3].

Комплексная информация по керну, с учётом данных о «курильщиках» СОХ, позволяет предположить, что осадконакопление аутигенных глин и опок верхнего мела осуществлялось хемогенным (биогенно-хемогенным) путём при усилении процессов рифтообразования на этапах тектоно-вулканических активизаций трансгрессивного развития ЗСП. Повышенные содержания химических компонентов (предельно-допустимые концентрации, ПДК) в гидротермах ухудшали условия жизнедеятельности в воде и донных илах, и служили «кирпичиками» для аутигенного минералообразования (смектитов, аморфного кремнезёма и пр.). По мере осаждения растворённых компонентов в твёрдой фазе, происходила нормализация условий (в отношении ПДК). Но, как уже было сказано, химические компоненты гидротерм («кирпичики» для формирования аутигенных минералов) поступают преимущественно в «чистом», не окисленном виде. Между тем, в составе аутигенных алюмосиликатов (смектитов, глауконита и др.) химические элементы находятся в виде окислов. Например, в составе *монтмориллонита* $((\text{Na}, \text{Ca})_{0,33}(\text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$ окись магния (MgO) составляет 4–9 %, окись алюминия (Al_2O_3) 11–22 %, окись железа (Fe_2O_3) 5 % и больше, вода (H_2O) 12–24 %; кроме того, в минерале присутствует окись калия (K_2O), окись натрия (Na_2O) и окись кальция (CaO) (до 3,5 %). В составе *глауконита (селадонита)* доля SiO_2 составляет 52 %, Al_2O_3 – 12 %, Fe_2O_3 – 17 %, MgO – 5 %, CaO – 1 %, K_2O – 9 %, Na_2O , MnO и др.

Таким образом, масштабное образование аутигенных алюмосиликатов (смектитов и глауконита) в позднемеловых бассейнах осадконакопления (из глубинного вещества вулканических эксгаляций) *предполагает извлечение из круговорота значительных ресурсов атмосферного кислорода*, что может быть, как минимум, одной из причин аноксидных событий (ОАЕ), т.е., обстановок неблагоприятных для жизнедеятельности.

В последние десятилетия, в меловых отложениях океанов отмечается периодическое прерывание нормального пелагического и гемипелагического осадконакопления короткими (менее 1 млн. лет) эпизодами распространяющейся в океане аноксии, получившими название океанских аноксических событий (ОАЕ – oceanic anoxic event (Schlanger, Jenkyns, 1976)) [6]. Количество эпизодов меловых ОАЕ отличается у разных авторов. В разрезе верхнего мела в глобальном плане выделяются следующие события: ОАЕ2 (граница сеномана и турона) и ОАЕ3 (граница коньяка и сантона) [6]. На территории ЗСП, данные события отразились массовым образованием смектитовых глин (с неравномерной примесью глауконита) дорожковской свиты (в основании кузнецовского горизонта) и мярояхинской пачки.

Список литературы

1. 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.
2. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. Новые данные о позднемеловых пепловых горизонтах Среднего Поволжья // Сборник материалов. X Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле», Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (РГГРУ). 12-15 апреля 2011. С. 8.
3. Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Жабин А.В. Следы пирокластики в сантон-кампанских отложениях разреза "Вишневоe" (Среднее Поволжье) // Литосфера, 2012. № 3, С. 3–13.
4. Карих Т.М., Кудаманов А.И., к.г.-м.н., Агалаков С.Е., к.г.-м.н., Маринов В.А., к.г.-м.н. Новые находки пирокластики в отложениях верхнего мела Западной Сибири // Геология нефти и газа. ФБГУ «ВНИГНИ». – М, 2020. – № 4. – С. 19-28. DOI: 10.31087/0016-7894-2020-4-19-28.
5. Милановский Е.Е. Глобальная цикличность геологического развития Земли в фанерозое и проблемы великих вымираний / Е.Е. Милановский // Историческая и региональная геология в системе геологического образования / Под ред. А.Х. Кагарманова. – СПб.: Горный ин-т. – 1999. – С. 34–35.
6. Савельева О.В. Меловые океанские аноксические события: обзор современных представлений / О.В. Савельева // Вестник Краунц. Науки о земле. 2010. № 1. Выпуск № 15. С. 45–55.

Л.В. Леонова¹, А.А. Галеев², Э.А. Королёв²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

² КФУ/Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань

КОНКРЕЦИИ ИЗ РАЗНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК КАК МИКРОБИАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ

Термин «конкреции» (латинское *concretio* – срастание, сгущение) объединяет специфичные по облику обособления в осадочных горных породах или современных

осадках. По минеральному составу они могут отличаться от вмещающих пород или иметь идентичный с ними состав. Наиболее часто конкреции имеют сплюснуто-шаровидный облик, а их генезис трактуется как хемогенное стяжение вещества. Однако встречаются обособления сложных форм, которые не вписываются в хемогенные модели, но формирование этих «анархичных» конкреций вполне объяснимо биохемогенной моделью отложения веществ и минералов в процессе жизнедеятельности донных и придонных микробиальных сообществ.

Примечательно, что конкреции могут быть идентичны по морфологии, но иметь различный минеральный состав. Так, в разнофациальных и разновозрастных отложениях встречаются вместе обособления с шарообразной формой и лепёшковидные с валиком по периферии (рис. 1а, б, в). На рисунке 1а представлена конкреция из среднепермских (P_2kz_2) доломитов эвапоритового комплекса (Татарстан, правый берег Волги, п. Матюшино), сложенная доломитом. Аналогичные по форме образования (рис. 1б), но имеющие преимущественно вернадитовый состав с примесью кварца, литиофорита, гематита и криptomелана, обнаружены в марганцеворудных пропластках яшмовых толщ бугулыгырского горизонта среднего девона (D_{2ef}) на Северо-Файзулинском месторождении (Баймакский р-н, с. Файзулино). Такого же облика конкреции (рис. 1в) найдены около п.п. Кизильское, Хасаново. Как и вмещающие их толщи средневерхнедевонских ($D_{2zv}-D_{3fr}$) гидротермально-осадочных светлых силицитов, они выполнены преимущественно кварцем, в подчиненном значении – альбит, каолинит, гематит, мусковит и иллит.

Механизм формирования ископаемых объектов с такой морфологией, вероятно, был идентичным образованию современных биогенно-кремнистых построек, изученных непосредственно около выходов гидротермальных источников кальдеры вулкана Узон, а затем воспроизведенных в лабораторных условиях [1]. Изучение методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) [2] минеральных компонент ископаемых строматолитов и современных бактериальных матов показало, что остатки органических веществ способны к захоронению в новообразованных минералах, чему способствует высокая скорость минералообразования в микробиальных экосистемах и, таким образом, сохраняться длительное время [3]. Это послужило предпосылкой проведения аналогичных исследований коллекции изучаемых обособлений.

Минеральный состав и степень окристаллизованности определялись методом рентгенофазового анализа, наличие остатков ископаемых органических веществ (ИОВ) – методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (ПС100.Х, рабочая частота 9.272 ГГц) [2]. С целью выявления радикалов растительного и животного (включая бактерий) происхождения пробы предварительно прогревались до 350°C и 600°C в кислородных условиях 30 минут. (Работы проводились на базе Казанского государственного университета).

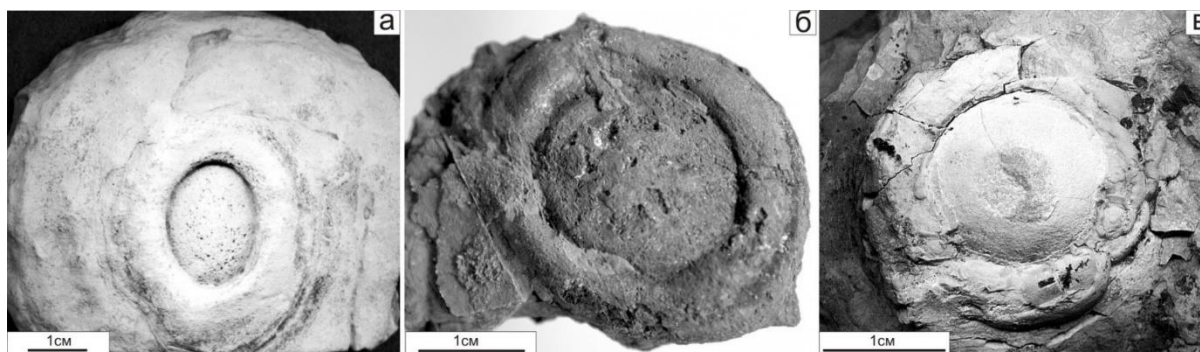


Рисунок. Конкреции лепёшковидной с валиком формы, идентичные по морфологии разного минерального состава: а – доломитовая конкреция из верхнепермских пород (правый берег р. Волга, п. Матюшино); б – обособление, сложенное вернадитом с примесью кварца, литиофорита, гематита и криптомелана из рудных пропластков в среднедевонских яшмах (Северо-Файзулинское месторождение); в – конкреция из средне-верхнедевонских силицитов, сложенная кварцем с примесью альбита, каолинита, гематита, мусковита и иллита (п. Кизильское).

Результаты исследования методом ЭПР показали, что сигналы, типичные для остатков ИОВ животного происхождения, присутствовали на спектрах ЭПР доломитовых обособлений из осадочных доломитов Татарстана. Для конкреций, сложенных оксидно-марганцевыми минералами этот метод оказался не информативным: известно, что марганец является мощным окислителем органического вещества ещё на стадиях седиментогенеза. Однако морфологическое сходство и наличие остатков ИОВ в доломитовых конкрециях может свидетельствовать о ведущей роли сообществ микробиоты: бактерий, цианобактерий, актиномицет, микрогрибов и др. в процессе локализации и концентрации рудных или нерудных веществ, слагающих конкреции.

Во вмещающих породах они распространены на локальных участках по латерали, в плане образуя небольшие скопления и прослеживаясь по вертикали иногда из слоя в слой, что характерно для популяционных поколений биоты, включая микробиоту. В таком случае правомерно именовать подобные формы биостяжениями, рассматривая их как объекты живой природы в объеме придонных экосистем.

Литература

1. Орлеанский В.К., Карнов Г.А., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М. Биогенно-кремнистые постройки термальных полей и их лабораторное моделирование// Материалы IV Междун. семинара «Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия». Сыктывкар: геопринт, 2007. С. 127–128.
2. Муравьев Ф.А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ. Автореферат на соискан. учен. степ. к. г-м н. Казань. 2007. 24 С.

Е.Н. Максимова¹, К.Н. Чертина¹, А.П. Вилесов²

¹ООО «ТННЦ», ² ООО «Газпромнефть-НТЦ», г. Тюмень

ИЗОЛИРОВАННЫЕ РИФЫ И КАРБОНАТНЫЕ БАНКИ ПОЗДНЕОСИНСКОЙ ВНУТРИШЕЛЬФОВОЙ ВПАДИНЫ (НИЖНИЙ КЕМБРИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В позднеосинское время на Сибирской платформе в результате разноамплитудных движений блоков фундамента и активной карбонатной седиментации произошла заметная дифференциация осадконакопления с обособлением обширных мелководных зон карбонатных платформ и разделяющих их внутришельфовых впадин (ВШВ) с конденсированным разрезом. В пределах впадин выделяются амплитудные изолированные карбонатные постройки (ИКП) различных размеров. Мощность верхнеосинского подгоризонта (пласт Б1) достигает в них 80–95 м. По размерам и морфологии эти постройки можно отнести к изолированным рифам и карбонатным банкам. В результате седиментологических исследований керна Даниловского и Преображенского ЛУ реконструирована история седиментации пласта Б1. Установлено, что ИКП имеют сложное внутренне строение и специфичную последовательность формирования.

Изученный интервал охватывает позднеосинскую секвенцию (Os2), подошва которой приурочена к поверхности перерыва и коррелятивной с ней подошвой соляной пачки, разделяющей пласты Б1 и Б2. К концу раннеусольского времени в условиях низкого положения относительного уровня моря (ОУМ) накопленный комплекс осадков был выведен в условия субаэральной экспозиции. На этом уровне проходит важная седиментационная и стратиграфическая граница, разделяющая не только разновозрастные осадки (нижне- и среднеусольскую подсвиты), но геологические тела ранга секвенций III-го порядка.

В истории формирования ИКП внутришельфовой впадины удалось выделить несколько этапов с определенными доминирующими формами каркасостроителей. На начальном этапе повышения уровня моря (ранний TST Os2) в условиях литорали начался рост малоамплитудных строматолитовых биостромов (**Этап 1**). Дальнейшее повышение ОУМ привело к смене строматолитовых построек биогермами мелководной сублиторали с желваковыми формами микробиалитов (**Этап 2**). Активная гидродинамика обеспечила формирование протяженных обломочных шлейфов и аккумуляцию карбонатного зернистого материала отмелей. На втором этапе еще не проявляется конденсированный тип седиментации ВШВ.

На третьем этапе (поздний TST – ранний HST Os2) относительно быстрый рост ОУМ привел к смене доминирующих форм каркасов: в погоне за фотической зоной формируются дендролитовидные микробиалиты с вертикально-ориентированными

ветвистыми скелетами. Они образуют массивные микробально-водорослевые постройки. В пределах ИКП наблюдается разделение на зоны рифового ядра, краевой части, зернистого шлейфа, внутририфовой лагуны. Для пород ядра характерны тонковетвистые формы кальцимикробов с межскелетными интерстициями, выполненными радиаксиальными морскими цементами, образование которых соответствует периодам быстрого наращивания каркаса. С периодами замедления роста связаны уровни микритовых межскелетных цемента. Плотные микриты и крустификации кальцитовых цемента слабо подвержены процессам выщелачивания в отличие от первично микропористых скелетов цианобактерий. Часто цепочки пор и щелевидные каверны приурочены к контактам скелетов и морских цемента. В условиях спокойной гидродинамики внутририфовой лагуны осаждался микритовый материал, индуцированный жизнедеятельностью цианобактерий и задерживавшийся между их веточками. В краевой зоне ИКП тонковетвистые разновидности цианобактерий закономерно сменяются на толстоветвистые, создававшие извилистые древовидные и слоистые каркасы, более устойчивые к волновому воздействию. В обстановке активной гидродинамики внешней части построек формировался обломочный карбонатный материал, распределявшийся между скелетами в виде линз и карманов, а также выносившийся в зону склонового шлейфа. Породы шлейфа сложены гранулярным карбонатным материалом с редкими прослоями массивных микробалитов. Начиная с 3-го этапа на обширных участках ВШВ, испытывающих седиментационный голод, формировалась тонкослоистая конденсированная темноцветная толща карбонатных осадков с повышенным содержанием С орг.

На четвертом этапе (начало позднего HST Os2) произошла трансформация каркасообразующих микробально-водорослевых сообществ в микробально-губковые с характерными меж- и внутрискелетными морскими фасцикулярно-оптическими цементами. На окружающих ИКП участках впадины накапливались тонкослоистые конденсированные осадки.

На заключительном **5 этапе** (поздний HST) во всех исследованных разрезах наблюдается заметное снижение таксономического разнообразия породообразующих сообществ, преобладание пород с зернистыми и слоистыми микробальными текстурами. Это связано с ограниченным пространством аккомодации, преобладанием приливно-отливной гидродинамики и часто повторяющимися периодами субаэральной экспозиции. В кровле построек повсеместно диагностируется продолжительный субаэральный перерыв, с которым связан умеренный подповерхностный карст.

На позднеусольском этапе развития бассейна изолированные постройки ВШВ были окружены и перекрыты региональной толщей солей, превратившись в литологически ограниченные ловушки УВ.

Р.Р. Макшаев, Н.Т. Ткач, Д.М. Лобачева

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Хвалынский этап ознаменовался развитием одной из крупнейшей трансгрессией Каспийского моря в плейстоцене. В раннехвалынский период в северо-западной части бассейна происходило накопление специфических осадков, названных шоколадными глинами.

В работе приводятся результаты исследований хвалынских отложений Северного Прикаспия, проведенные на основе изучения обширного фактологического (береговые разрезы, карьеры, керновый материал), литературного материалов и данных по абсолютному датированию. В результате исследований хвалынских отложений было выделено семь литофаций (ЛФ1–ЛФ7). Литофация 1 (ЛФ1) представлена косослоистыми светло-коричневыми алевритами и серо-желтыми тонкозернистыми песками с включениями тонких прослоев глинистых окатышей и раковинного детрита. Мощность отложений варьируется от 50 см до 8 м. Литофация 2 (ЛФ2) состоит из шоколадных глин (1–5 см), переслаивающихся с желто-коричневыми алевритами и серо-желтыми тонкозернистыми песками. Для песчаных прослоев характерно наличие фауны солоноватоводных хвалынских моллюсков *Didacna protracta*, *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*. Мощность ЛФ2 варьируется от 20 см до 1,5 м. Литофация 3 (ЛФ3) представлена светлокориичневыми тонкозернистыми и мелкозернистыми светлокориичневыми песками, обогащёнными раковинами солоноватоводных моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. distincta*. Мощность ЛФ3 редко превышает 30 см. Литофация 4 (ЛФ4) состоит из массивных темно-коричневых шоколадных глин, достигающих мощности 8 м. Для глин характерно наличие вертикальных трещин и единичных включений гипса. Литофация 5 (ЛФ5) представлена переслаиванием тонких шоколадных глин с серо-желтыми алевритами и светло-серыми тонкозернистыми песками. Для песчаных слоев характерно наличие раковин солоноватоводных моллюсков *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis distincta*. Мощность ЛФ5 варьируется от 30 до 50 см. Литофация 6 (ЛФ6) состоит из косослоистых желто-коричневых и серо-коричневых мелко-среднезернистых песков с тонкими до 10 мм прослоями ожелезненных песков. В отдельных песчаных прослоях встречаются раковины солоноватоводных моллюсков *Didacna protracta*, *D. trigonoides*, *D. parallella*, *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicatus*. Мощность ЛФ6 достигает 2 м. Литофация 7 (ЛФ7) представлена горизонтально слоистыми серыми и светло-коричневыми глинами и алевритами с редкими включениями единичных раковин

моллюсков *Didacna protracta*. По своему строению отложения ЛФ7 схожи с озерными ленточными глинами. Мощность ЛФ7 варьируется от 50 см до 1,5 м.

В результате сопоставления данных литофациального строения с 63 радиоуглеродными датами были выделены этапы осадконакопления в северо-западной части хвалынского бассейна (рис.). Накопление ЛФ1 было приурочено к самому концу позднего плейстоцена и началу голоцена. Отложения ЛФ2 накапливались во время теплой аллередской фазы между (13.7–12.7 кал.т.л.н.), для которой было характерно обширное расселение фауны моллюсков *Didacna protracta*, *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*. Песчаные отложения ЛФ3 с раковинами моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena polymorpha* предположительно накапливались во время среднего дриаса между 14.1–13.8 кал.т.л.н. Массивные шоколадные глины (ЛФ4) накапливались в теплый беллингский этап (14.7–14.2 кал.т.л.н.), для которого было характерно значительное поступление глинистого материала и практически полное отсутствие малакофаунистических комплексов. Накопление отложений ЛФ5 и развитие малакофауны *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis distincta* приурочено к холодному этапу раннего дриаса (16.4–14.8 кал.т.л.н.). Отложения ЛФ6 приурочены к этапу последовавшему после максимума последнего оледенения (после 18 кал.т.л.н.). Накопление ЛФ7 предположительно происходило в период последнего ледникового максимума (25–18 кал.т.л.н.), для которого было характерно начальное расселение моллюсков *Didacna protracta* на территории северо-западной части хвалынского бассейна.

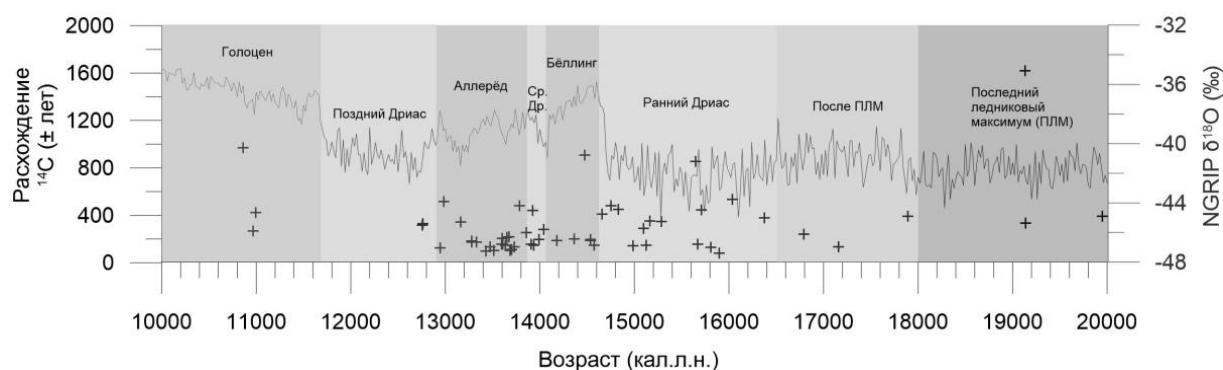


Рисунок. Результаты сопоставления данных радиоуглеродного датирования хвалынских отложений с изотопно-кислородной шкалой NGRIP (NGRIP members, 2004).

Климатические флуктуации конца позднего плейстоцена играли важную роль в процессах транспортировки материала и осадконакопления в северо-западной части хвалынского бассейна (Северный Прикаспий). Основной привнос материала в

хвалынский бассейн осуществлялся из волжского бассейна и существенно зависел режима рек.

Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ (№ 20-77-00068).

Литература

1. NGRIP members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. 431, p. 147–151.

С.Ю. Маленкина

Музей Землеведения МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЛОВЫХ СВИТ РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЕЙ МОСКВЫ И ОКРЕСТНОСТЕЙ

Исследованные разрезы находятся в южной половине Москвы внутри МКАД, в верхних частях Теплостанской эрозионной возвышенности, сложенной в основном меловыми отложениями, а также на другом берегу Москвы-реки в местности формально не относящейся к Теплостанской возвышенности, но также являющейся эрозионным останцом с очень близким строением меловых пород (рис.).

Самый северный из изученных разрезов – Воробьевы горы, где прошлым летом было продолжено бурение (в районе эскалаторной лестницы), давшее новую информацию. Здесь выше песков кунцевской толщи волжского регионаруса залегают очень характерные готеривские пески дяковской толщи 2–5 м мощности – ярко-зеленые глауконитовые, мелко-тонкозернистые глинистые, в основании с прослоем фосфоритов. Выше них наблюдаются темно-серые до черных мелко-тонкозернистые пески и алевриты савельевской свиты 1,2–3,8 м мощности. Далее следуют буро-серые пески гремязевской свиты, внизу с зеленовато-табачным оттенком, несортированные, до грубозернисто-гравелистых, с окатанными зернами кварца, с включениями глин, со стяжениями и линзами песчаников и фосфоритов, мощностью 1,0–7,7 м. Выше на них налегают черные сажистые глины котельниковской свиты, с прослоями зеленовато-коричневых глинистых слабослюдистых алевритов с редкими конкрециями пирита и бурых песчаников, мощностью 0,7–2,0 м. Еще выше залегает пестрая барремская бутовская толща, мощностью 1–6 м, с переслаивающимися, в различной степени ожелезненными и цементированными (до крепких песчаников) песками, бежевыми глинистыми алевритами и сиреневыми глинами. Перекрывается аптскими светлыми, тонко-мелкозернистыми кварцевыми, слюдястыми песками, с тонкими редкими прослоями серых и сиреневых алевритистых глин и бежевых алевритов икшинской свиты мощностью 2–12 м. Выше ложатся ворохобинская – тонко переслаивающиеся сиреневые глины и буроватые пески с песчаниками, рябцеватые ожелезненные, местами

грубые, с лимонитами (4–9 м), и волгушинская свиты апта – пески желтые и бурые, внизу с песчаниками, с прослойками глин (3,5–7,0 м).

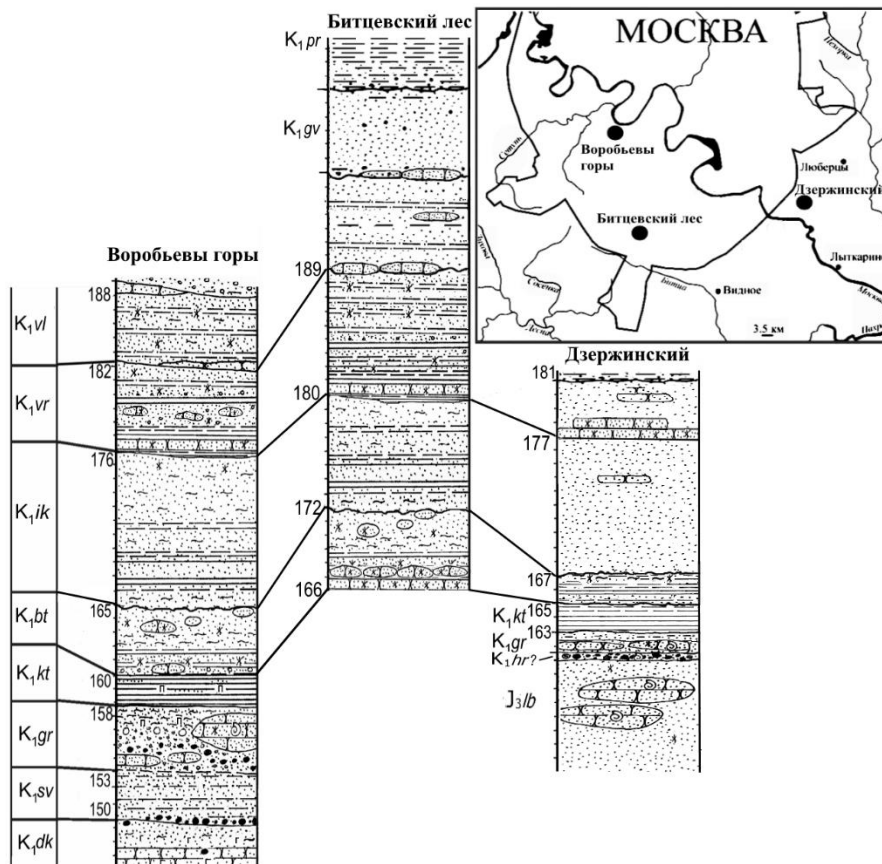


Рисунок. Схема расположения и сопоставление изученных разрезов.

Южная точка (в наиболее приподнятой части Теплостанской возвышенности) – разрез Битцевского леса построен похоже, но обнажения вскрывают отложения, начиная с бутовской толщи. Несколько отличаются мощности свит: бутовская 4–6 м, икшинская 6–8 м, ворохобинская 8–9 м, волгушинская до 8 м, кроме того, выше присутствуют альбские отложения (гаврилковская 5–8 м и парамоновская 5–10 м).

Восточные разрезы – близкорасположенные разрез «Фристайл» (бывший Угрешский карьер) и разрез «Карьер ЗИЛ» (бывший Гремячевский карьер) у г. Дзержинский – в настоящее время вновь имеют свежие вскрытые борты, позволившие прошлым летом хорошо изучить их. Здесь выше белых песков люберецкой толщи (фациального аналога кунцевской толщи) залегает своеобразный спорадически развитый прослой сцементированных осветленных фосфоритовых конкреций, местами переходящий в автохтонную фосфоритовую плиту, с аммонитами (*Riasanites*, *Surites*) берриаса (рязанский ярус), мощностью 0,1–0,6 м. Выше налегают бурые пески и песчаники гремячевской свиты 0,8–1,5 м, с верхнеготеривскими аммонитами *Simbirskites*

decheni (Roem.) и *Craspedodiscus progrediens* (Lahus.). Еще выше обнажаются темно-серые до черных сажистые глины котельниковской свиты мощностью 1,5–2,5 м. Далее пестрая барремская бутовская толща – чередование глин, песков и алевроитов без песчаников 1–2 м. Выше наблюдаются светло-желтые пески икшинской 2–11 м и ожелезненные пески и песчаники (как в нижних частях других разрезов) ворохобинской свиты 2–6 м.

Разрезы в целом построены сходным образом, четко диагностируются свиты, абсолютные отметки кровли свит во всех трех районах также довольно близки.

С.Ю. Маленкина

Музей Землеведения МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ПОРОДЫ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ОБЛИЦОВКЕ ГЛАВНОГО ЗДАНИЯ МГУ

В этом году МГУ имени М.В. Ломоносова отмечает 266 лет со дня основания и 68 лет главному зданию, в его стенах проходят масштабные реставрационные и ремонтные работы, которые вызывают неоднозначную оценку общественности. По количеству подлинных, исторических элементов обстановки и отделки в Москве сложно найти более цельный ансамбль, к тому же в его облицовке использованы великолепные декоративно-отделочные горные породы самого разного состава и возраста. В связи с этим возникла необходимость осветить происхождение, состав и возраст пород осадочного происхождения, для чего была проведено их исследование. Осадочные и метаосадочные породы использованы в МГУ довольно широко: в оформлении вестибюлей, многих лестниц, стен и полов центрального холла с лифтовыми шахтами и прилегающими фойе первого этажа, фойе 2 этажа (в том числе фриза из флорентийской мозаики), Актового зала, скульптур и бюстов в ДК МГУ, отделке столовых, коридоров, и т.д. Всего на строительстве МГУ применены более 100 тыс. м² облицовочных плит из природного камня [2].

В Музее Землеведения МГУ есть экспозиция облицовочных материалов, использованных при отделке метрополитена, зданий МГУ и других значимых объектов в разных городах. Она была приобретена музеем в 1966 г. у Лаборатории индустриальной отделки и представлена в витрине 11 зала нашего музея на 27 этаже. Коллекция даёт наглядное представление о большинстве примененных при отделке главного здания отделочных пород, поэтому ее можно взять за основу при классификации и описании пород осадочного происхождения.

По составу и структуре облицовочные камни можно разделить на обломочные (представленные исключительно кварцитопесчаниками Шокшинского месторождения) и карбонатные (все остальные), которые в свою очередь разделяются на известняки,

доломиты, а по степени измененности на неизмененные (осадочные), мраморизованные (переходные) и мраморы (метаморфические). Описание дается согласно геологическому возрасту.

Темно-малиновыми шокшинскими кварцитопесчаниками с текстурами слоистости и поверхностями размыва декорированы стены у парадных лестниц, идущих на второй этаж. Эти породы относятся к нижнепротерозойской шокшинской свите Карелии с возрастом 1800 млн лет [1], сложенной красноцветными кварцитопесчаниками с красной окраской, обусловленной пленками гематита на зернах. В них наблюдаются эпигенетические изменения, соответствующие в основном динамическому катагенезу и метагенезу, а также динамометаморфизму низких ступеней прениит-пумпеллиитовой субфации.

Оригинальные разноцветные с необычной теплотой тона мелкозернистые кембрийские (по другим данным верхнепротерозойские) алтайские брекчиевидные мраморы (ороктойский и пуштулимский), с декоративным рисунком за счет залечивания трещин гематитом, использованы в основном во флорентийской мозаике фриза, но частично присутствуют и в облицовке полов.

Уникальным по декоративности разноцветным силурийским самаркандским газганским мрамором отделаны стены вестибюлей секторов Б и В. Месторождение приурочено к газганской свите верхнесилурийского возраста, прорванной гранит-аплитовыми и диабазовыми дайками. Мрамор тонко- и мелкозернистой структуры, плитчатого строения, многоцветный – всего свыше 35 расцветок. Также силурийским уфалейским мрамором из Челябинской области, серо-голубых и темно-серых до черного тонов, декорированы стены у парадных лестниц. Силурийский сургучно-красного, сиреневого и других цветов нижнетагильский мраморизованный известняк (стадия метагенеза) использован в мозаичном фризе.

Серые мраморы нижнего девона Фоминского месторождения мраморов Свердловской области, обладающие неповторимой золотистой полосчатой текстурой (кольца Лизеганга) украшают стены у парадных лестниц на второй этаж.

Наиболее распространенным в главном здании МГУ является нижнекаменноугольный мрамор Прохорово-Баландинского месторождения [2] зоны экзоконтакта с гранитоидами Челябинского плутона. Мрамор тонкозернистый кальцитовый светлых, преимущественно теплых тонов – слоновой кости, кремовых, розоватых, топленого молока, с размытыми, струйчатыми темными включениями использован для облицовки стен, порталов, лестниц, перил, цоколей, полов.

В мраморах из-за раскristаллизации практически не сохраняются окаменелости, но в мраморизованных известняках они уже хорошо заметны, что демонстрируют нижнеюрские мраморизованные известняки Шрошинского, Салиетского и верхнемеловые Садахлинского месторождений Грузии. Первые – красные различных оттенков, со светлыми кальцитовыми прожилками и пятнами, с разнообразным

рисунком, содержат богатый комплекс органических остатков: губок, брахиопод, головоногих моллюсков, гастропод, морских лилий, морских ежей и известковые водоросли. Вторые – серые различных оттенков до почти черных с тонкими с белыми и желтовато-золотистыми прожилками с остатками брахиопод и гастропод. Нижнеюрские красные мраморизованные известняки из Западной Грузии украшают стены фойе первого этажа и актового зала под мозаичным панно П.Д. Корина. Самой многочисленной группой организмов, сохранившихся в них являются одиночные известковые кубковидные губки, причем наблюдаются их разнообразные сечения, в которых хорошо видно строение скелета. Комплекс фауны свидетельствует, что органогенные известняки формировались в тепловодном морском бассейне на небольших глубинах в зоне развития органогенных построек с хорошей аэрацией придонных вод. Верхнемеловые известняки Садахлинского месторождения использованы в отделке полов и цоколей. Они являются самыми молодыми породами.

Эти интерьеры – ценная постоянно действующая геологическая экспозиция.

Литература

1. Зискиндр М.С. Декоративно-облицовочные камни. - Л.: Недра, 1989.- 255 с.
2. Осколков В.А. Облицовочные камни месторождений СССР. Справочное пособие. Второе издание, переработанное и дополненное. М.: Недра, 1991. 272 с.

А.И. Муллакаев, С.А. Ормонов, Р.Р. Хасанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

МОРФОЛОГИЯ ОБЛОМОЧНОЙ КОМПОНЕНТЫ ШЕШМИНСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ

В Республике Татарстан интерес к скоплениям природных битумов в отложениях нижнепермского периода связан с началом их разработки в качестве сверхвязких нефтей. Главные коллекторские свойства резервуаров закладываются на начальной стадии формирования осадков и в дальнейшем могут изменяться под действием постседиментационных процессов. В связи с этим важной геологической задачей является выяснение и уточнение условий формирования нефтеносных отложений, их коллекторских свойств.

Объектом настоящего исследования являются образцы керна, извлеченного в ходе бурения горизонта битумонасыщенных песчаников пермского возраста (уфимский ярус, шешминский горизонт). Известно, что образование терригенных пород пермской системы произошло за счет разрушения уральского магматогенного комплекса с последующим выносом материала на равнину [1, 2]. Этим обусловлен минеральный состав основных породообразующих минералов песчаников: кварц 40–50 %, полевые

шпаты (ПШ) 10–15 %, обломки эффузивных горных пород 25–35 %. Структура песчаников псаммитовая, текстура от рыхлой до массивной. Цементирующий материал в разрезе распространен неравномерно, по составу цемент карбонатно-глинистый, карбонатный, в интенсивно битумонасыщенных интервалах – битумный. Поровое пространство заполнено битумом, обволакивая обломки породообразующих минералов. Расположение обломков беспорядочное. Подробный анализ минерального состава основных породообразующих минералов представлен в работе [3].

Для выяснения условий транспортировки, осаждения и накопления обломочного материала были изучены особенности морфологии минеральных зерен, полученных после экстракции битумсодержащих песчаников и песков. Гранулометрическим анализом сортировка обломочного материала определена как хорошая. Окатанность зерен минералов определялась по Л.Б. Рухину [4] по 5-балльной шкале. Степень окатанности исследованных обломков варьируется от 1 до 2 баллов (кварц – 1 балл, ПШ – 2, эффузивы – 2), что может объясняться различной устойчивостью обломков к механическому разрушению.

Для более детального изучения морфологии песчаной компоненты и ее поверхности был проведен микроморфологический анализ поверхности зерен с использованием бинокля и сканирующего электронного микроскопа. Изучались форма, степень прозрачности, микротекстура зерен кварца, как доминирующего компонента в исследуемых среднезернистых песках и наиболее устойчивого минерала к выветриванию.

В результате исследования было установлено, что кварцевые зерна обладают угловатой, полуокатаной (полуугловатой) и окатанной формой, имеют гладкую или шероховатую поверхность. Характер поверхности может быть обусловлен механическим трением и соударениями зерен в процессе переноса. Отмечаются плоские поверхности скола, дугообразные знаки ударов (начальная стадия формирования раковистого излома) и полноценный раковистый скол. Это характерно для эоловых отложений со слабой силой потока, где зерна могут переноситься сальтацией, волочением и т.п., [5]. Отмечаются также V-образные сколы, наличие которых отражает перенос обломков в потоках с высокой энергией (речные потоки, волноприбойная зона и т.п.) [6]. Однако формирование подобных сколов может свидетельствовать и о различных обстановках осадконакопления, в частности эоловых, речных или ледниковых [7]. Формирование такой микроструктуры поверхности большей частью связано с механическим воздействием на обломки в процессе их транспортировки или переотложения. Среди обломков кварца встречаются стеклянные и матовые разновидности, которые свидетельствуют о различных условиях седиментации или о разных источниках кварцевого материала.

Таким образом, исследуемые отложения характеризуются крайне неоднозначным происхождением. В образцах отмечаются признаки различных обстановок

осадконакопления и условий транспортировки. Следы эолового воздействия прослеживаются в морфологии песчаных тел и внутреннем строении шешминского горизонта на изучаемой территории [8]. Можно предположить, что первоначально водными потоками на равнину сносился обломочный материал, который впоследствии был подвержен эоловому переотложению и дальнейшему захоронению.

Литература

1. *Форш Н.Н.* Волго-Уральская нефтеносная область. / под ред. В. М. Познер. Ленинград. Государственное научно-технологическое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1955. 156 с.
2. *Сементовский Ю.В.* Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. – Казань: Тат. кн. изд-во, 1973. – 256 с.
3. *Хасанов Р.Р., Муллакаев А.И., Дусманов Е.Н.* Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2017. – Т. 159, кн. 1. С. 164–173.
4. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с
5. *Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б.* Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2016. – Т. 158, кн. 4. – С. 548–568.
6. *Vos K., Vandenberghe N., Elsen J.* Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Sci. Rev.* – 2014. – V. 128. – P. 93–104. – doi: 10.1016/j.earscirev.2013.10.013.
7. *Woronko B., Dłużewski M., Woronko D.*, Sand-grain micromorphology used as a sediment-source indicator for Kharga Depression dunes (Western Desert, S Egypt), *Aeolian Research*, Volume 29, 2017, Pages 42-54.
8. *Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р.* Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2019. – Т. 161, кн. 1. – С. 128–140. – doi: 10.26907/2542-064X.2019.1.128-140.

О.Д. Найдина¹, К. Ричердс²

¹ГИН РАН, г. Москва,

² *KrA Stratigraphic Ltd., UK*

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСАДКОВ АКЧАГЫЛЬСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СЕВЕРЕ КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Донные отложения Акчагыльского моря широко распространены на Северном Кавказе и Северном Прикаспии [1]. Осадки сформировались в позднем плиоцене в

результате повышения уровня палео-Каспия и акчагыльской трансгрессии. В течение последних 3.6 млн лет многоводный палео-Каспий неоднократно изменялся [4], в том числе и во время акчагыльской трансгрессии, осадки которой столь обширны в Кавказско-Каспийском регионе. Актуальность изучения акчагыльских отложений и условий их формирования определяется их значимостью в качестве источника природных ресурсов, прежде всего углеводородного сырья. Акчагыльские отложения покрывают нефтесодержащие пласты продуктивной толщи всего региона Большого Каспия [2].

Палинологически изучены сотни образцов разрезов в междуречье Терека и Сунжи, керн скважин равнинных Дагестана, Кавказских Минеральных Вод (КМВ), междуречья Урала и Эмбы на востоке Северного Прикаспия. Впервые для этих регионов выделены спорово-пыльцевые комплексы (СПК) в акчагыльских отложениях, позволяющие реконструировать растительность и изменение климата. На основе акчагыльских СПК выявлены флуктуации климата для временного интервала 3.6 – 1.8 млн. лет.

Таксономический состав СПК характеризует формации степей и широколиственных лесов на востоке Предкавказья и смешанных хвойных лесов с тсугой в районе КМВ, что связано с влиянием вертикальной поясности в предгорьях Большого Кавказа. Установлено, что климатические флуктуации в акчагыле вызвали смену растительных зон степей и лесов не более пяти раз. На востоке Северного Прикаспия смена ландшафтов степей, лесостепей и лесов происходила не менее трех раз. Развитие растительности происходило в зависимости от климатических колебаний, прежде всего изменений влажности.

Аридизация климата вызвала расширение ландшафтов степей в начале акчагыла. К концу раннего акчагыла в Кавказско-Каспийском регионе отмечается возобновление лесов с субтропическими деревьями, знаменующее умеренно-теплый влажный климат, очевидно связанный с интенсивным потеплением.

В начале среднего акчагыла произошло похолодание. Об этом свидетельствует появление хвойных лесов с тсугой. В диапазоне времени 2.5–2.3 млн лет началось последовательное сокращение доли теплолюбивых деревьев, совпадающее с похолоданием и началом оледенения Северного полушария. К концу среднего акчагыла происходит аридизация климата. Получили развитие безлесные ландшафты. Познеакчагыльское время характеризуется расширением степных ландшафтов и дальнейшим усилением аридизации климата.

На основе изучения СПК из акчагыльских отложений установлены два похолодания и потепления климата, включая кратковременное потепление около 3.2 млн лет назад, когда в Терско-Сунженской и Урало-Эмбенской нефтегазоносных областях развивались богатые по таксономическому составу широколиственные леса. На основе СПК это потепление впервые регистрируется на севере Кавказско-Каспийского региона

и коррелируется с позднеплиоценовым потеплением климата в Средиземноморье [3]. Исследования выполнены по государственному заданию ГИН РАН.

Литература

1. *Свиточ А.А.* Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2014. 272 с.
2. *Naidina O.D., Richards K.* The Akchagylian stage (late Pliocene-early Pleistocene) in the North Caspian Region: Pollen evidence for vegetation and climate change in the Urals-Emba region // *Quaternary International*. 2020. Vol. 540. P. 22–37.
3. *Suc J.-P.* Origin and evolution of the Mediterranean vegetation in Europe // *Nature*. 1984. V. 307. P. 429-432.
4. *Yanina T.A.* The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene// *Quaternary International*. 2014. V. 345. P. 88–99.

И.И. Никулин

ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург

РИФЕЙСКАЯ КРАСНОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На западной окраине Сибирской платформы красноцветные формации докембрия опоясывают горные сооружения байкальской складчатости [1]. Район исследований расположен в 200 км юго-западнее Норильского рудного района в выступе довендского основания Сибирской платформы на стыке её и Западно-Сибирской плиты в системе байкалид Приенисейской зоны краевых поднятий и впадин, обрамляющих с запада Тунгусскую синеклизу. Выступ сложен вулканогенно-осадочными — образованиями губинской и малиносланцевой толщ, свитой Ржевского, медвежинской свитой и лудовской толщей, пряморучейной, чернореченской и излучинской свитами (рис.). Эти породы несут следы метagenетических преобразований, характерных для всего региона, интенсивность которых усиливается в зонах повышенной проницаемости у разломов и контактов над ещё не вскрытыми эрозией интрузивными телами, в ареале крупных палеовулканических центров.

Красноцветную формацию слагают непрерывные отложения излучинской свиты (R_3-V_{1iz}) и породы более молодых свит, образованные в результате переотложения первых. Формирование красноцветной формации связано с постепенным воздыманием, осушением морского бассейна, аридизацией климата и накоплением типичной молассовой карбонатно-терригенной группы формаций: морских карбонатных и лагунных сланцевых отложений чернореченской свиты (нижняя моласса) и красноцветных терригенных субаэральных отложений излучинской свиты (верхняя моласса) [2]. Отложения верхней молассы формировались в дельтовых и авандельтовых

условиях на обширной прибрежной равнине, примыкающей с запада к разрушающимся горным сооружениям и переходящей к востоку в мелководный морской бассейн.

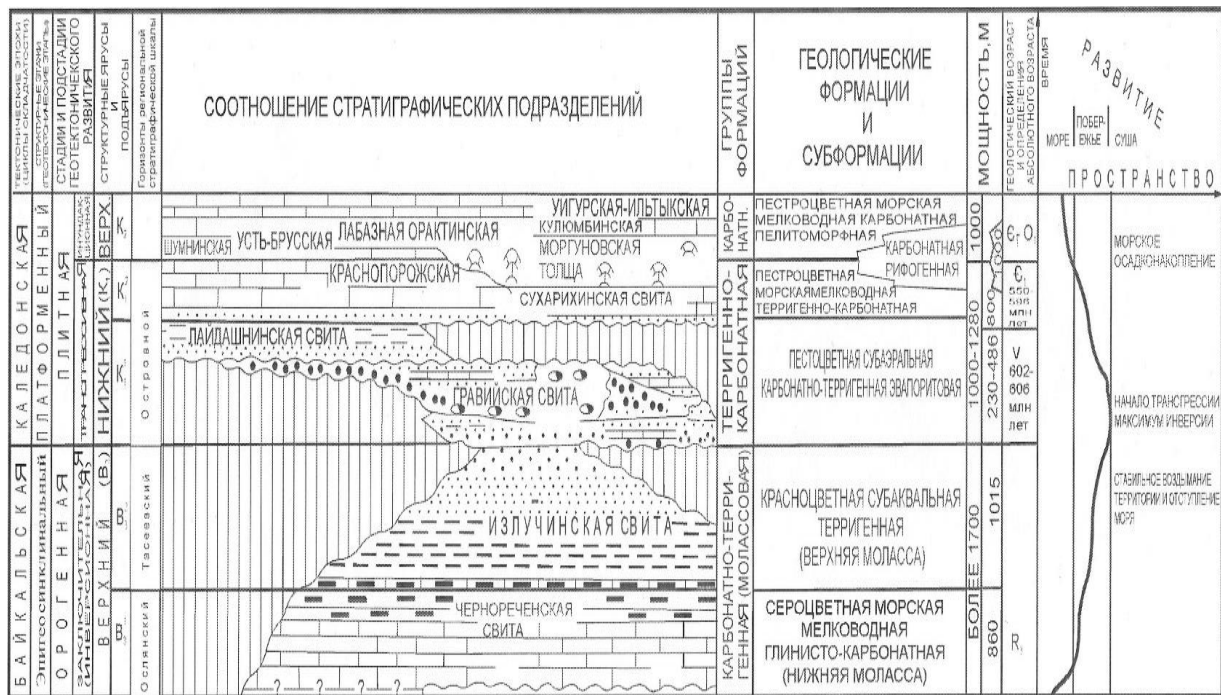


Рисунок. Принципиальная схема геотектонического развития и формационного расчленения докембрийских красноцветных образований.

Для излучинской свиты мощностью 1015 м характерен весь ряд терригенных отложений, типичный для разрезов красноцветов, от аргиллитов до конгломератов [3]. Она подразделяется на четыре пачки. Наиболее тонкодисперсные породы залегают в основании свиты, постепенно сменяясь к кровле на наиболее грубообломочные. В каждой пачке отмечается поглубение разреза снизу вверх.

Первая пачка мощностью до 240 м залегает на отложениях чернореченской свиты (R_{3chr}) с плавным переходом от углеродистых сланцев до алевроглинистых известняков и зеленовато-серых алевропелитов. Её низы сложены массивными алевролитами, реже красно-бурыми аргиллитами. Наиболее тонкозернистые породы пачки на 60–80 % сложены оксидами и гидроксидами железа, а также глинистыми минералами, иногда слабо проявлены карбонаты. Выше по разрезу развиваются слои полимиктовых алевропесчаников и песчаников. В верхах пачки, в отдельных интервалах мощностью в первые метры объём песчаных разностей пород заметно увеличивается, достигая 60–80 %. В составе тяжёлой фракции песчаных пород пачки резко преобладают минералы группы эпидота-цоизита, широко распространены альмандин, циркон, ильменит, анатаз, лекоксен, роговая обманка и пироксены.

Вторая пачка мощностью до 330 м представлена ритмичным переслаиванием

песчаников, алевропесчаников, алевролитов и алевропелитов, отражающим трансгрессивное направление развития района. В основании с контактом врезания обычно залегают светло-коричневые, коричневато-серые неравнозернистые известковистые песчаники с включениями алевропелитов и аргиллитов вишнёвой окраски. Последние представляют собой угловатый и уплощённый материал размытой нижней пачки, подчёркивая косую или пологоволнистую слоистость. Выше залегают отсортированные сильноцементированные мелкозернистые, менее известковистые песчаники от тёмно-бурой до светло-зеленовато-серой окраски, иногда выполняя смятые, изогнутые и запрокинутые слои. Цемент песчаников чаще всего пойкилитовый — мелко-среднезернистый, кальцитовый. Тяжёлая фракция представлена преимущественно эпидотом.

Третью пачку мощностью до 265 м слагают весьма однообразные, обычно косослоистые полимиктовые красно-бурые песчаники, в которых нередко выделяются светло-коричневато-серые и зеленовато-серые пятна и полосы. Отдельными прослоями мощностью первые десятки сантиметров песчаники сменяются алевропесчаниками, алевролитами и алевропелитами. Песчаники полимиктовые с преобладанием кварца и полевых шпатов (от 25 до 50 % от объёма породы). У них глинисто-кальцитовый и железисто-глинистый коррозионные цементы. Менее распространены обломки кварцитов и микрокварцитов (10–25 %) и кварц-слюдистых сланцев и филлитов (10–20 %), агрегаты кварц-эпидотовой породы, эффузивов среднего и основного состава, изредка обломки глинистых и глинисто-карбонатных пород. В тяжёлой фракции доминирует эпидот, реже встречаются магнетит, гематит, ильменит, а также редкие зёрна турмалина, циркона, альмандина, сфена и других минералов.

Четвёртая пачка мощностью до 180 м полимиктовых гравелитов, конгломерато-гравелитов и конгломератов постепенно сменяет третью. Основания пачки представлены переслаивание песчаников и гравелитов, мощность которых убывает вверх по разрезу. В верхах пачки — конгломераты и гравелиты. Гравий и гальки псефитов средней и, в основном, хорошей окатанности. Широко распространены сероцветные песчаники и кварцито-песчаники, отмечаются бурые кварциты. Второй группой обломков по распространённости являются красноватые песчаники, алевролиты и алевропелиты. Встречаются бурые обломки яшм, сланцев вишнёвого окраса, зеленовато-серые алевропелиты, глинистые и слюдистые сланцы, обломки жильного кварца.

Излучинская свита сопоставляется с нижней и средней подсвитами немчанской свиты и мошакской свитой Енисейского кряжа, с рыбинской свитой Полбанской площади Норильского района и посадочной свитой полуострова Таймыр.

И.И. Никулин¹, О.Б. Пономарёв²

¹ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург

²ООО «Еврохим-Проект», г. Санкт-Петербург

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРНАЛЛИТА В ОТЛОЖЕНИЯХ КУНГУРСКОГО ЯРУСА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Платформенный чехол южного склона Воронежской антеклизы образован отложениями почти всех систем и ярусов, начиная со среднего девона. Широко развитые вулканогенно-осадочные породы девона на южном склоне отсутствуют. Отложения кунгурского яруса (P_{1k}) зафиксированы в пределах всего юго-восточного склона Воронежской антеклизы (рисунок). Они составляют нижнепермскую галогенную формацию, сложенную каменной солью, доломитами, ангидритами, калийными и калийно-магниевыми солями, содержащими незначительное количество терригенного материала [1]. Мощность галогенной толщи по скважинам, вскрывшим подстилающие отложения, составляет 145–405 м. Верхняя граница яруса чётко устанавливается по резкой смене хемогенных отложений терригенными. Перерыв в осадконакоплении, предположительно соответствующий уфимскому и казанскому ярусам верхней перми, фиксируется в основании пермо-триасового комплекса горизонтом ангидритовых брекчий, сцементированных песчано-глинистым материалом. Кровля кунгурского яруса является маркирующей поверхностью, выделяемой на электрокаротажных кривых. Площадь распространения карналлитовых слоёв кунгурского яруса охватывает южную и восточную части Волгоградской области, восточную часть Саратовской и оканчивается в Соликамском районе Пермского края.

Развитие карналлитовых слоёв связано преимущественно с калиеносной частью разреза кунгурского яруса, которая состоит из двух принципиально различных литологических образований. В нижней части располагается каменная соль, в различной степени обогащенная карналлитом, в верхней – сильвинсодержащая каменная соль, в которой калийная (сильвиновая) составляющая постоянно увеличивается к кровле, с образованием в конечном итоге высококачественной сильвинитовой залежи.

Разрез галогенной толщи начинается с погожской ритмопачки – со средней части сводного разреза кунгурского яруса Приволжской моноклинали [2]. Общая мощность отложений погожской ритмопачки колеблется от 67–68 м (скв. №№ 23, 24, 29) до 100–144 м (скв. №№ 19, 27, 28, 15). Погожская ритмопачка (P_{1k}-VI) имеет выдержанное строение на всей площади месторождения, разделяясь на 4 пласта (7 ритмопачек) (снизу-вверх): базальный ангидритовый (1), галититовый (2–4), калийно-магниевого солей (5–6), перекрывающей каменной соли (7). По всему пласту (зачастую в кровле, реже рассеянного по всему интервалу в представленном керновом материале буровых скважин) (VI-2) средне-крупнокристаллических и массивных каменных солей светло-

серого и розового, реже тёмно-серого цвета отмечаются прожилки и мелкие гнёзда карналлита (крайне редко, в единичных случаях-сильвинита). Выше по разрезу выделяется пласт калийно-магниевых солей (VI-3), в котором в гораздо большем количестве присутствуют карналлитовые и сильвинитовые породы. Это пласт слоистый (снизу-вверх): карналлит-галитовый, сильвин-галитовый и сильвинитовый (промышленнозначимый).

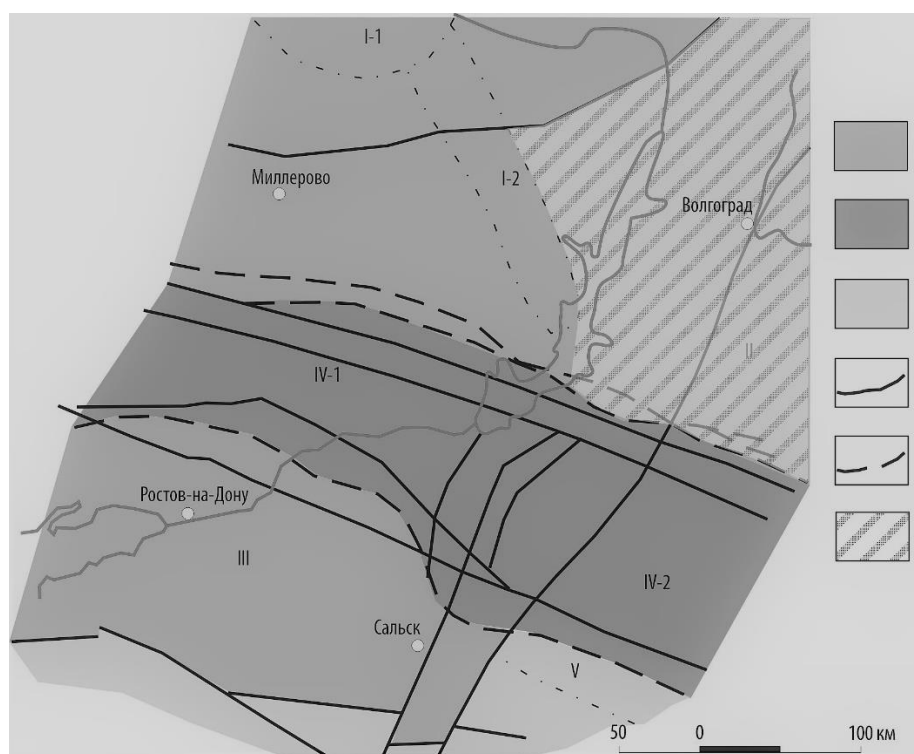


Рисунок. Схема распространения кунгурского яруса на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы на тектонической основе.

1 – Воронежская антеклиза: I-1 – Павловский выступ, I-2 – Задонский выступ, II – Карасальская зона дислокаций, III – Ростовский свод, Скифская эпипалеозойская платформа: IV-1 – Донецкий кряж, IV-2 – кряж Карпинского, V – Манычско-Гудиловский прогиб; 2 – Днепровско-Донецкий ороген; 3 – Центрально-Кавказский массив (Альпийские складчатые сооружения Большого Кавказа); 4 – разломы; 5 – надвиги; 6 – граница распространения пермских отложений.

Карналлит-галитовый слой общей мощностью от 2,5–3,0 до 10–20 м, иногда мощность слоя увеличивается до 27–60 м (скв. №№ 11, 12, 17, 24, 25, 27), прослежен повсеместно за исключением нескольких скважин (№№ 4, 6, 15, 18). Состоит из переслаивающихся между собой карналлит-галитовых, галит-карналлитовых и галитовых с примесью карналлита прослоев, мощностями от 1–2 до 3–7 м; карналлит-галитовые и галит-карналлитовые разности представлены смесью карналлита и галита;

разновеликие (от 1–2 до 6–17 см) включения галита как бы сцементированы карналлитом (конгломератовидная текстура); включения галита светло-серого до серого цвета, разнокристаллические, иногда с тонкорассеянной примесью ангидритового материала; карналлит средне-крупнокристаллический, розоватый, мясо-красный. В карналлит-галитовых породах содержание карналлита 20–30 %, в галит-карналлитовых – до 40–50%. Редко встречаются карналлитовые прослои мощностью до 10–50 см, в которых карналлит составляет порядка 60 % породы.

В составе антиповской ритмопачки (P_{1k}–VII) выделяются 2 пласта: базальный доломит-ангидрит-галитовый и каменной соли. В прикровельной части пласта каменной соли (VII-2) мощностью 38–139 м прослеживаются прослои (от 2 до 11,5 м) каменной соли с примесью карналлита.

Выделяются несколько типов карналлитовых залежей [3]:

1) карналлиты массивной текстуры, образующие небольшие линзы в интервалах карналлит-галитовых пород; а наиболее дифференцированные (чистые) которых приурочены к подошве бишофитовых залежей;

2) карналлитовые породы с линзами и корками галита и каменная соль с вкрапленностью карналлита являются самыми распространёнными;

3) слоистые карналлит-галитовые породы представляют собой чередующиеся слои мелкозернистого карналлита, иногда слагающиеся агрегатами карналлитовых корок с обязательными прослоями галита и линзами галит-ангидрит-пелитов, интервалы которых нередко имеют брекчиевидные текстуры;

4) карналлиты и их прожилки в галититах, которые развиты в восточных горизонтах ангидрит-галитовых и ангидрит-галопелитовых пород прикаспийской моноклинали.

Таким образом, карналлит-галитовые и карналлитовые породы представляют важный элемент разреза галогенной толщи кунгурского яруса. Отложение галит-карналлитовых пород и карналлитсодержащей каменной соли стадии прогрессирующего солеобразования закономерно предшествует формированию сильвин-галитовых пород и сильвинитов промышленнозначимой части разреза.

Литература

1. Никулин И.И. Стратегия реализации минерально-сырьевой базы минеральных удобрений // Проблемы образования, поисков, разведки и разработки месторождений минеральных удобрений: Научно-литературный альманах / Гл. ред. В.И. Старостин; Фонд им. академика В.И. Смирнова. Москва: МАКС Пресс, 2020. С. 10–42.
2. Московский Г.А., Барановская М.А., Свидзинский С.А., Гончаренко О.П., Ананьев С.А. Текстурно-структурные особенности и условия образования калийных, калийно-магниевого и магниевого солей: Монография. Саратов: ООО Издательский Центр «Наука», 2014. 92 с.
3. Московский Г.А., Гончаренко О.П., Свидзинский С.А., Радзиевская О.-М.А. Условия

формирования текстур и структур калийных, калийно-магниевых и магниевых солей в прикаспийском солеродном бассейне // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 15, вып. 4. С. 48–54.

М.В. Нойкин, В.П. Морозов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ТИПЫ КЕРОГЕНА ДОМАНИКОВЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Доманиковые отложения семилукского возраста представляют собой битуминозную кремнисто-карбонатную формацию, которая давно вызывает интерес как возможный источник углеводородного сырья [1]. Наличие большого количества органического вещества (ОВ) связано с условиями осадконакопления: максимум трансгрессии и предполагается, что глубина образования составляла 300–400 м, и находилась ниже базиса волнового воздействия. Так же в своих работах Н.М. Страхов связывает обогащённость органическим веществом с поступлением глубинных водных масс богатых биофильными элементами за счёт апвеллинга, благодаря этому происходит массовое осаждение ОВ, а низкие темпы минеральной седиментации в сочетании с восстановительными условиями обеспечивают его хорошую сохранность [2].

Целью работы является изучение органического вещества доманиковых отложений, определение его содержания, типа керогена и степени его зрелости.

В ходе исследований изучены порядка 30 образцов карбонатно-кремнистых пород доманика. Исследования проводились с помощью двух методов: синхронного термического анализа и пиролиза.

С помощью термического анализа было определено процентное содержание ОВ и керогена в породах доманика. Содержание ОВ оценивали по потерям массы образца в интервале температур 200–600 °С. Общее его содержание крайне неравномерно и варьируется в пределах от 1,5 % до 33 %. Среднее содержание лёгкой фракции углеводородов (ЛУВ) – 2,1 %, тяжёлой (ТУВ+кероген) – 7,1 %. Отдельно содержание керогена достоверно не определяется. На кривой дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) обнаруживаются экзотермические эффекты, связанные с окислением органического вещества.

Ещё одной отличительной особенностью пород доманика установленной в результате термического анализа является аномальное термическое поведение кварца. На кривой ДСК изученных образцов наблюдается отсутствие эндотермического эффекта кварца при температуре 573 °С, что указывает на аномальность (необычность) его теплофизических свойств.

В одной из работ происхождение такого кварца признаётся биогенным (формировался в виде аморфных фаз, впоследствии при катагенезе преобразовавшись в тонко-микрозернистый агрегат с дефектной кристаллической структурой) [3].

Основной задачей пиролитических исследований методом Rock-Eval было определение типа керогена и генерационного потенциала доманиковых отложений.

По степени созревания органическое вещество делится на незрелое, зрелое (ранней зрелости, пик нефтегенерации, поздней зрелости) и сверхзрелое. Для исследованных образцов значения параметра T_{\max} лежат в диапазоне 417–447 °С, т.е. в породах доманика присутствует как незрелое, так и зрелое (ранней продуктивности, пика нефтегенерации) ОВ [4].

Преобладающим типом керогена в доманикитах является кероген I типа. Объясняется это тем, что терригенная составляющая в породах доманика невелика, а во II типе керогена преобладает гумусовая составляющая, т.е. остатки наземной растительности (террагенное вещество).

Исходя из результатов исследований, можно отметить следующее:

1. По данным синхронного термического анализа было установлено, что кварц обладает высокой дефектностью кристаллической структуры и его генезис предположительно связан с катагенетическими преобразованиями опала, образованного в результате жизнедеятельности микробиоты.

2. Органическое вещество содержится во всех образцах. Содержание его крайне неравномерно (1,5–33 %), в среднем – 10 %. Стоит отметить, что содержание ОВ в породах, в которых преобладает кремнистая составляющая выше.

3. Доманиковые отложения встречаются как с бедным, так и с отличным генерационным потенциалом; степень созревания органического вещества: зрелая (ранней зрелости, пик нефтегенерации) и незрелая; стадии катагенеза пород находятся в промежутке ПК₃-МК₂.

4. Кероген, встречающийся в доманикитах в основном смешанного типа, но более характерным является I тип (сапропелевый).

Литература

1. *Ананьев В.В., Смелков В.М., Пронин Н.В.* Прогнозная оценка ресурсной базы мендым-доманиковых отложений как основного источника углеводородного сырья центральных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции / Геология нефти и газа. 2007. № 1. С. 50–73.
2. *Страхов Н.М.* Проблемы современного и древнего осадочного процесса. М: Наука. 2008. 495 с.
3. *Drits V.A., Skibsted J., Dorzhieva O.V., Fallick A.E., Holger Lindgreen H.* (2017) Structural characterization of marine nano-quartz in chalk and flint from North Sea Tertiary chalk reservoirs for oil and gas. *American Mineralogist*, V. 102. 1402–1417.
4. *Гатиятуллин Н.С., Тарасов Е.А., Ананьев В.В., Шагидуллин Ф.Ф.* Оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений Мелекесской впадины/ Разведка и охрана недр //

Изд.: Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (Москва). 2005. №2, 3. С. 40.

Е.С. Носкова¹, Г.В. Агафонова^{1, 2}

1 ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва

2 МГРИ-РГГРУ им. С. Орджоникидзе, г. Москва

ТЕКТОНИТЫ В СОСТАВЕ ЧИНГАСАНСКОЙ СЕРИИ ТЕЙСКО-ЧАПСКОГО ПРОГИБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Чингасанская серия выделена в Тейско-Чапской фациальной подзоне района Енисейского кряжа. Породы серии распространены ограничено, с угловым несогласием залегают на разновозрастных докембрийских отложениях. Чингасанская серия сложена терригенными отложениями лопатинской, карьерной и терригено-карбонатными породами чивидинской свит. Наиболее представительное обнажение (стратотипический разрез 12 (Геолкарта, 2005 г)) расположено по берегам реки Тея, в 5 км выше по течению п. Тея. В основании лопатинской свиты отмечается глубокий размыв и несогласие [1, 2]. Свита залегают на сланцах горбилкокской свиты, базальный горизонт лопатинской свиты представлен 3-х метровым пластом конгломератов, которые перекрываются толщиной песчаников вишнево-красных полимиктовых горизонтально слоистых, редко косослоистых, с прослоями и линзами алевролитов и редкими линзами кварцевых гравелитов.

Положение и структурный план чингасанской серии используются как один из аргументов сопоставления с близлежащими разрезами верхнего докембрия [1, 2].

Изучение стратотипического разреза выше руч. Лопатинского в рамках полевых работ 2020 года вдоль рек Чапа и Тея показало тектоническую природу нижнего контакта серии, что необходимо учитывать при проведении корреляции разрезов.

Сланцы горбилкокской свиты залегают АзПд340L45-55, отделяются пологоволнистой границей от пласта красно-бурых конгломератов. Нарушены многочисленными трещинами двух систем. Трещины сингенетичны поверхности несогласия, являются вторичными сколовыми. В перекрывающих конгломератах (АзПд 10 L20-25) также отмечены единичные сингенетичные сколовые трещины (рис.).

Галька конгломератов представлена обломками сланцев подстилающей горбилкокской свиты и алевролитов, присутствуют кварц и кварциты светло-серые размером 1–12 см. Количество кварца от подошвы слоя вверх по разрезу заметно увеличивается. Гальки грубо ориентированы, матрикс представлен песчаным материалом. Повсеместно отмечены штрихи скольжения.

Сделан вывод о тектонической природе нижнего контакта лопатинской свиты и нижнего пласта конгломератов. Таким образом, при анализе геологического строения

районов обрамления платформы и корреляции смежных районов необходим учет тектонического фактора. Полученные материалы хорошо согласуются с выводами [3]. По результатам изотопных исследований поставлен под сомнение постулат о молассовой природе лопатинской свиты и указывается на доминирование палеопротерозойских источников сноса материала.



Рисунок. Нижний контакт отложений лопатинской свиты.

Литература

1. Хоментовский В.В. Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, Т.48, №9, с.921–933.
2. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Москва. // Труды ГИН АН СССР. Вып.68. 1962 г. 242 с.
3. Кузнецов Н. Б., Прияткина Н. С., Рудько С. В., Шаццлло А. В., Коллинз В. Дж., Романюк Т. В. Первые данные об изотопных u/pb -возрастах и lu/hf -изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда–кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (св Енисейского кряжа) // Доклады Академии наук. 2018, Т 479 № 1. С. 49–53.
4. Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXIII (Тея). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 164 с.

М.Ю. Овчинникова¹, К.А. Савко^{1,2}, А.Б. Кузнецов³

¹Воронежский государственный университет, г. Воронеж

²Российский государственный геологоразведочный университет, Старооскольский филиал, г. Старый Оскол

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ РОГОВСКОЙ СВИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ

Палеопротерозойские карбонатные горизонты широко развиты в пределах Курского блока Сарматии над породами железисто-кремнистой формации (ЖКФ) курской серии и представлены мраморированными доломитами роговской свиты оскольской серии [1, 2]. Отсутствие обнажений и слабая изученность карбонатных толщ является причиной неопределенности их взаимоотношений с выше- и нижележащими толщами, а также возраста формирования. До сих пор остается нерешенным вопрос о взаимоотношении пород курской и оскольской серий, разделенных перерывом в стратиграфической схеме докембрия.

Для отложений роговской свиты характерны небольшие мощности (около 300 м), постоянство состава, постепенные переходы между фациями. Нижняя часть разреза сложена филлитовидными кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми сланцами с подчиненными прослоями карбонатных пород. Доломиты появляются только в верхних частях свиты. С доломитами тесно связаны кварцитопесчаники и псаммитовые доломиты, имеющие взаимные переходы. Наблюдаются постепенные переходы от филлитовидных сланцев верхней сланцевой подсвиты ЖКФ к доломитам и сланцам роговской свиты. Выше с перерывом и небольшим угловым несогласием залегают породы тимской свиты оскольской серии.

Доломиты роговской свиты светло-серые, розовые, массивные или слабо рассланцованные, состоят из доломита (45–50 %), кальцита (20–25 %), кварца (5–7 %), а также плагиоклаза, амфибола, хлорита, рудных (магнетита, пирротина, пирита). Структура доломитов гранобластовая, текстура массивная или тонко сланцеватая. Сланцы характеризуются темно-серым цветом, мелкозернистым сложением, тонкой полосчатостью. В их составе присутствуют кварц (40–50 %) карбонаты (15–25 %), плагиоклаз (7–12 %), биотит (15–20 %), актинолит (3–5 %), рудные минералы и черное непрозрачное углеродистое вещество, равномерно рассеянное по основной массе сланцев. Базальные метапесчаники крупно и грубозернистые, часто переходящие в метагравелиты с обломками железистых и безрудных кварцитов, розовато-серые, зеленовато-серые, нередко с тонкими (до 10 см) прослойками серо-зеленых сланцев. Постепенные переходы от кварц-серицитовых, кварц-биотитовых сланцев к

карбонатсодержащим сланцам, доломитам и кварцитопесчаникам свидетельствует о регрессивном характере разреза.

Доломиты роговской свиты в изучаемых разрезах имеют выдержанный состав с концентрациями CaO (24,9–26,7 мас. %), MgO (20,75–20,91 мас. %) и FeO (1,52–2,24 мас. %). Доломиты заметно окремнены (SiO₂ 10,2–14,16 мас. %). Содержания Al₂O₃ (1,98–2,78 мас. %) коррелируются с SiO₂ (r=0,78) и TiO₂ (r=0,9). Породы характеризуется очень низкими содержаниями других петрогенных оксидов. Доломиты содержат низкие концентрации Σ REE 37,8–39,8 ppm, с обогащением LREE (LREE=22,1–23,9 ppm, HREE=3,3–3,6 ppm, (Pr_{SN}/Yb_{SN}=0,96, Nd_{SN}/Yb_{SN} >1 [3]). В доломитах отсутствует выраженная отрицательная Ce аномалия (Ce/Ce* = 0,96) и аномалия La (La/La* = 0,99–1,01). Отмечается положительная аномалия Eu (Eu/Eu* = 1,31–1,97). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ находятся в диапазоне от +0,7 до +3,0 ‰ V-PDB, что отличает доломиты роговской свиты от известняков вышележащей тимской свиты оскольской серии, где значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ около +11 ‰ V-PDB [4] (табл.).

Таблица

Геохимические данные и изотопный состав С в доломитах роговской свиты

Скв./ глуб., м	3628/ 374	3628/ 370	3628/ 287	4016/ 320,2	4033/ 545,7	3694/ 156	3692/ 196	3692/ 190
$\delta^{13}\text{C}$, ‰ V-PDB		0,7		2,2	3,0	1,4		
MgO/CaO	0,82	0,78	0,83	0,72	0,76	0,58	0,79	0,81
Σ REE	37,8	39,1	39,8	25,71	26,9	336,1	101,3	83,1
(Ce/Ce*) _{SN}	0,94	0,92	0,92	0,94	0,92	0,42	0,43	0,94
(La/La*) _{SN}	0,96	0,92	0,90	0,97	0,93	1,21	1,14	0,96
(Pr/Yb) _{SN}	1,04	1,21	0,79	1,15	17,41	0,80	0,76	1,04
Eu/Eu* _{SN}	1,97	1,31	1,80	1,48	1,86	1,85	1,40	1,97
Nd _{SN} /Yb _{SN}	1,09	1,32	0,80	1,23	18,08	0,92	0,84	1,09

Геохимические характеристики доломитов роговской свиты позволяют сделать вывод об их накоплении в мелководно-морских бассейнах до наступления великого окислительного события ($\approx 2,32$ млрд лет), а постепенные переходы от сланцев к доломитам свидетельствуют о регрессивном характере разреза.

Основанием для отнесения к единой геодинамической обстановке отложений роговской свиты оскольской серии и курской серии является совместное их нахождение практически во всех структурах, согласное залегание отложений свиты на отложениях курской серии, постепенные переходы между указанными отложениями, сходные условия образования. Таким образом, отсутствие перерыва в осадконакоплении между курской серией и роговской свитой позволяет предположить, что это единый фациальный ряд, сформировавшийся в условиях обширного, мелководного морского бассейна.

Литература

1. Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001. 26 с.

2. Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
3. Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*. 2003. Vol. 1 (2). P. 91–108.
4. Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю., Корепанов А.Ю. Положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии // Докл. РАН. 2021. Т. 497. № 2, С. 122–127

К.В. Павленко, А.А. Татаринцева, Ю.В. Титов, Т.В. Сазонова

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТОЛУМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В настоящее время степень изученности вещественного состава, строения и условий формирования юрских отложений Шаимского нефтегазоносного района довольно высока. Однако, несмотря на большой объем накопленной информации, до сих пор возникают противоречия между создаваемыми концептуальными геологическими моделями и поступающим фактическим материалом. В связи с этим, резко возрастает роль седиментационных исследований, которые в значительной степени могут детализировать геологическое строение и повысить эффективность геологоразведочных работ.

Объектом исследования являются верхнеюрские отложения вогулкинской толщи Толумского месторождения, которое расположено в Кондинском районе Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. В структурно-тектоническом отношении исследуемая территория представляет собой положительную структуру II порядка – Тетеревский малый вал, расположенную в пределах положительной структуры I порядка – Шаимского мегавала. В свою очередь, Тетеревский малый вал осложнен элементами III порядка: Южно-Толумское, Северо-Тетеревское, Толумское поднятия.

На основе детального послойного описания разреза по керновому материалу девяти скважин выявлено, что осадконакопление происходило в прибрежно-морской обстановке, в зоне затопляемого пляжа, на фоне крупной региональной позднеюрской трансгрессии моря. Большая часть исследуемой территории представлена субобстановкой предфронтальной зоны пляжа, располагающейся между базисом спокойных волн и средним уровнем низкой воды. Породы представлены песчаниками и мелко-крупнозернистыми алевритами, с гравием, с вкрапленностью глауконита, слабо карбонатистыми до карбонатных, редко – известняками органогенно-обломочными, песчанистыми, алевритистыми. Характерна субгоризонтальная, пологоволнистая

слоистая текстура, неравномерно переработанная взмучиванием волнения. Присутствуют трещины закрытые и залеченные карбонатным материалом. Редко отмечаются участки сидеритизации, рассеянная вкрапленность пирита. Встречаются многочисленные следы биотурбации (*Palaeophycus?*, реже – *Skolithos?*) и фауна: ростры белемнитов, обломки раковин пелеципод, дендалиум. Результаты лабораторных исследований фильтрационно-емкостных свойств пород рассматриваемой субобстановки: среднее значение пористости – 18,5 %, значения варьируют от 1,8 до 27,9%, проницаемости – $85,3 \times 10^{-3}$ мкм², изменяется от 0,01 до $845,8 \times 10^{-3}$ мкм².

Известно, что формирование пласта II вогулкинской толщи связано с выступами коренных пород, которые размывались и отлагались *in situ* в виде гравелито-песчано-алевритовых отложений [1,3]. Это объясняет присутствие на исследуемой территории субобстановки конуса выноса – зон активного сброса материала в прибрежно-морскую часть флювиальными потоками [2], которые территориально приурочены к положительным структурам III порядка. Породы представлены преимущественно гравелитами песчаными, алевритистыми, неравномерно глинистыми, неравномерно карбонатистыми до карбонатных и песчаниками мелкозернистыми до средне-мелкозернистыми, алевритовыми, алевритистыми, неравномерно глинистыми, слабо гравистыми, участками до гравийных, с вкрапленностью глауконита, неравномерно карбонатистыми. Текстуры массивные и субгоризонтальные слоеватые за счет ориентировки зерен гравия. Редко отмечается сидеритизация. В отложениях встречены частые ростры белемнитов и обломки створок пелеципод. По петрографическому описанию, многочисленный гравий представлен обломками пород доюрского комплекса, который на данной территории сложен сланцами кварц-серицитовыми, серицит-кварцевыми, графит-серицит-кварцевыми и хлорит-каолинит-серицитовыми. Пористость изменяется от 1,9 до 17,8 % при среднем значении 10,2 %, проницаемость варьирует от 0,01 до $35,6 \times 10^{-3}$ мкм² при среднем значении $7,92 \times 10^{-3}$ мкм².

В результате проведенных исследований установлено, что накопление материала происходило в обстановках морского побережья, в основном в субобстановке предфронтальной зоны пляжа, в трансгрессивную стадию развития бассейна седиментации. При этом определено положение конусов выноса, которые находятся в непосредственной близости к положительным структурам III порядка. Таким образом выступы фундамента могли быть локальными источниками сноса материала для формирования пласта II вогулкинской толщи Толумского месторождения.

Литература

1. Амон Э.О., Алексеев В.П., Глебов А.Ф., Савенко В.А., Федоров Ю.Н. Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Уральский государственный горный университет, 2010. 257 с.

2. Чернова О.С. Седиментология резервуара. Томск: Центр профессиональной подготовки специалистов нефтегазового дела, ТПУ, 2004. 453 с.
3. Алексеева А.Д., Доценко А.С., Дручин В.С., Калугин А.А. Уточнение геологического строения залежей континентальных отложений тюменской свиты для формирования планов по проведению разведки и эксплуатации Сыморьяхского месторождения//Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири / под ред. А.В. Шпильмана., В.А. Волкова. Ханты-Мансийск: ООО Издательский дом «ИздатНаукаСервис», 2020. С. 155–158 с.

Т.Н. Пинчук, В.В. Волкова

Кубанский госуниверситет, г. Краснодар

ПАЛЕОФАЦИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ

В рамках доизучения юрских отложений Восточно-Кубанской впадины (ВКВ) был исследован разрез средне-верхнеюрских отложений, представленный терригенными и карбонатными породами. Петрографические исследования 144 шлифов из скважин семи площадей: Южно-Советская, Хлебодаровская, Восточно-Вознесенская, Чапаевская, Юбилейная, Баракаевская, Чамлыкская, позволили представить детальную характеристику палеофаций средне-верхнеюрских отложений ВКВ.

Отложения байос-бата сложены породами алевритового и песчанистого состава. В северном направлении мощность обломочной части увеличивается. Среди песчано-алевритового материала отмечены эффузивные породы: туфы, туффиты и порфириты, среднего состава. Отложения байос – бата в пределах рассматриваемой территории относятся к мелководному морскому шельфу, где снос обломочного и осадочно-вулканического материала происходил с северо-запада (Темиргоевская площадь). Здесь встречаются песчаники почти не содержащие глинистого цемента, что позволяет прогнозировать распространение среднеюрских коллекторов. Наиболее благоприятные условия для формирования пород-коллекторов существовали вдоль западного борта ВКВ. Здесь ожидается увеличение мощностей и улучшение коллекторских свойств песчаников (рис.) [1].

Отложения ниже-среднего келловоя представлены разнозернистыми песчаниками и алевролитами, с грубообломочными разностями и с обломками метаморфических пород. Фации, предположительно, континентальные, дельтовые и мелководного шельфа. Снос обломочного материала осуществлялся речными системами, с северо-восточного и западного направления ВКВ [1]. Дельтовые отложения, сложенные грубообломочными песчаниками, приурочены к восточной части впадины, в полосе от Южно-Советской до Лабинской площадей. Морские отложения и авандельты полосой проходили в западном направлении к центру впадины [2]. В составе келловоя четко выделяются две разности пород-коллекторов. Одни из них представлены

песчаниками и алевролитами со значительным количеством цементирующего вещества, в основном глинистого (гидролюдистого) состава, другие отличаются большим разнообразием цементирующего материала (кальцит, пирит, кварц, каолинит и др.). Для первой разности пород характерно закономерное ухудшение коллекторских свойств, с глубиной, для вторых – какая-либо связь между глубиной залегания пород и их коллекторскими свойствами отсутствует. Отмечено, что среди низкопористых, плотных песчаников и алевролитов встречаются высокопористые, слабо цементированные породы с незначительным количеством цемента, в основном, каолинистового состава с развитием регенерационного кварца, небольшим количеством доломита и кальцита [2]. Наиболее распространенными среди коллекторов являются разномерные (мелко- и средне-) песчаники с седиментационным глинистым цементом, преимущественно, гидролюдистого состава.



Рисунок. Схема толщин карбонатного комплекса верхней юры ВКВ.

Верхний келловей-оксфорд-киммеридж — отмечаются органогенные известняки и доломиты, что характерно для фаций морских, шельфовых. Рифообразование ВКВ достигло своего максимального значения на некотором удалении

от береговой линии, которое маркирует положение зоны максимальных мощностей осадков, которые располагаются на тех участках, где темп прогибания соответствует максимальной скорости седиментации. Именно с этой зоной связано развитие рифовых массивов барьерного типа. Все продуктивные скважины приурочены к зонам развития биокластов [2].

В отложениях верхнего киммериджа-титона преобладают сульфатные, соленосные и красноцветные глинистые породы. Связанные с формированием отложений в лагунных условиях, которые являются флюидоупорами в рассматриваемой территории [1].

По разрезу средне-верхней юры выделены палеофации, где формировались коллекторы приурочены к отложениям байос-бата, келловея и оксфорд-киммериджа.

Литература

1. Пинчук Т.Н., Вукс В.Я. Биостратиграфия юры и нижнего мела западной части Северо-Кавказского нефтегазоносного бассейна по фораминиферам // Тез. докл. I международ. симпозиума. Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1994, с.74.
2. Волкова В.В., Попова А.В. Фациальный анализ средне-верхнеюрских отложений Восточно-Кубанской впадины. Практика геологов на производстве // Сб. тр. V Всероссийской студенческой научно-практической конференции, посвященной 105-летию ЮФУ – Ростов-на-Дону; Таганрог: Издательство Южного федерального университета, 2020. 107 с.

Е.И. Полякова

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЛЕДОВО-МОРСКОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В АРКТИКЕ

Для осадочного процесса в Арктике характерен особый тип седиментогенеза, а именно ледовый морской, где господствуют терригенные осадки [1]. Продуктивность арктических вод самая низкая в Мировом океане, что обусловлено блокирующим фотосинтез длительным существованием сезонных морских льдов, а в областях паковых льдов почти круглогодичным, длительной полярной ночью и малым поступлением биогенных элементов с речным стоком. Минимальные значения первичной продукции около 10 мгС/м²/г приурочены к районам распространения паковых льдов, повышаясь до 30-50 мгС/м²/г в пределах шельфовых морей, достигая 90 мгС/м²/г и 400 мгС/м²/г в областях влияния атлантических и берингоморских вод соответственно [2]. Самыми высокопродуктивными (> 1000 мгС/м²/г) являются области заприпайных полыней – Великой Сибирской полыни и крупнейшие полыни у берегов Северной Гренландии.

Диатомовые водоросли и динофлагеллаты являются основными источниками первичной продукции в Северном Ледовитом океане. Вклад ледовых биоценозов в годовую первичную продукцию в арктических морях составляет в среднем 20–25 % [3], при этом бóльшая ее часть поступает в короткий (< 2-х недель) весенний период «цветения» льдов. Основными продуцентами в составе биоценозов морских льдов являются ледово-морские диатомеи (около 30 видов: *Nitzschia frigida*, *Fragilariopsis oceanica*, *F.cylindrus*, *Pauliella taeniata*, *Fossula arctica*, *Navicula septentrionalis*, *N.vanhoeffenii*, *Melosira arctica* и другие), часть жизненного цикла которых связана с морскими льдами [4, 5]. Кремниевые створки этих диатомей, сохраняющиеся в донных осадках арктических и субарктических морей являются надежными индикаторами распространения морских льдов как в настоящее время, так и в недавнем геологическом прошлом [6, 7].

К сожалению, за пределами шельфа арктических морей диатомеи практически не встречаются в осадках, что связано с растворением кремниевых створок диатомей в условиях дефицита растворенного кремния в арктических водах [6]. Вместе с тем, в последние годы установлено, что диатомеи продуцируют широкий спектр пигментов, позволяющие им обитать в широком диапазоне интенсивности солнечной инсоляции, включая условия низкой инсоляции в полярных районах под морскими льдами. Конечными продуктами фотосинтеза у диатомей являются жиры, состав которых может служить важным диагностическим видовым признаком, что положило начало использованию биохимического анализа липидов и жирных кислот (IP₂₅) в верхнеплейстоценовых-голоценовых осадках для реконструкций морского ледового покрова [8].

К настоящему времени в арктических морях известен лишь один вид динофлагеллат *Peridiniella catenata*, достоверно являющийся криофилом, так как изредка он был встречен в больших количествах на нижней поверхности льдов в период их «цветения» [9]. Ассоциированные со льдами популяции динофлагеллат, встречающиеся в составе ранневесеннего фитопланктона в непосредственной близости от тающих льдов, состоят как из автотрофных, так и гетеротрофных видов. На соотношении цист автотрофных и гетеротрофных видов динофлагеллат в ассоциациях диноцист в осадках разработаны методики количественной оценки продолжительности морского ледового покрова в высоких широтах Северного полушария и выполнены палеорекострукции в позднем плейстоцене и голоцене [10, 11].

На основе анализа большой базы данных по распределению арктических остракод в поверхностных осадках Северного Ледовитого океана Т.М. Cronin [12] выделил один таксон-индикатор *Acetabulastoma arcticum* многолетнего морского ледового покрова и на его основе реконструировал изменения ледового покрова в районе хребтов Менделеева, Ломоносова и Гаккеля, возвышенности Моррис-Джесуп и плато Ермак. Однако

раковины этого вида редко встречаются в избытке в осадках и плохо сохраняются под лизоклином.

Литература

1. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №1. С.18–60.
2. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin, Springer Verl. 2004. P. 57–81.
3. Legendre L., Ackey S.F., Dieckmann G.S. et al. Ecology of sea ice biota. 2. Global significance // Polar Biology. 1992. V.12. P. 429–444.
4. Мельников И.А. Экосистема арктического морского льда. М.: Изд-во АН СССР. 1989. 191 с.
5. Horner R. Arctic sea-ice biota. In: Herman Y., ed. The Arctic Seas. Climatology, Oceanography. Geology, and Biology. New York. Van Nostrand Reinhold Company. 1989. P. 123–146.
6. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир. 1997. 145 с.
7. Sancetta, C., Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Deep Sea Res. 1983. V. 30 (8A). P. 851–869.
8. Stein, R., Fahl, K., Müller, J. Proxy Reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean Sea-Ice History – from IRD to IP25 // Polarforschung. 2012. V. 82 (1). P. 37–71.
9. Okolodkov. Y.B. An ice-bound planktonic dinoflagellate *Peridiniella catenata* (Levander) Balech: Morphology, ecology and distribution // Botanica Marina. 1999. V. 42. P. 333–341.
10. de Vernal A., Rochon A., Fréchette B. et al. Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach // Quaternary Science Reviews. 2013a. Vol. 79. P. 122–134.
11. de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Rochon, A., et al. Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas// Quat. Sci. Rev. 2013b. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.006>.
12. Cronin T.M., Gemery L., Briggs W.M. Jr. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic. Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // Quat Sci Rev. 2010. 29:3415–3429

В.И. Попков, И.В. Попков, И.Е. Дементьева
КубГУ, г. Краснодар

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС П-ОВА БУЗАЧИ

Вулканогенно-осадочный комплекс пройден скважинами в северной части полуострова на площадях Восточный Каратурун, Северный Каражанбас, Култай и Арман [1, 2]. Сложен аргиллитами, расслоенными известняками и мергелями, вулканогенными породами среднего состава. Литологический состав осадочных пород, слагающих комплекс, примерно одинаков, однако в верхней его части появляются

горизонты андезитовых и, реже, кварцевых порфиритов. В скважинах Восточный Каратурун 1-П и Арман 1-П выявлены прослойки витрокластических туфов и туффитов – продуктов дацитово-андезитовой магмы. На основании этого комплекс разделен на две толщи: нижнюю, карбонатно-аргиллитовую, и верхнюю – андезито-карбонатно-аргиллитовую.

Аргиллиты, являющиеся основной составляющей комплекса, темно-серые, черные, алевритистые, карбонатные, тонкослоистые с редкими прослойками мергеля тонкозернистого, алевритистого, плотного и крепкого. В них неравномерно рассеяны тонкий углистый растительный детрит и выделения пирита. В шлифах аргиллит тонкодисперсный, гидрослюдисто-хлоритовый, неравномерно насыщенный тонко-микрозернистым карбонатом.

Известняки очень плотные и крепкие органогенно-обломочные, с примесью мелкозернистого алевролита, тонкослоистого за счет неравномерного распределения углистого вещества и пирита. Сложены они окатанными обломками известковистых водорослей, раковин фораминифер, радиолярий и неопределимых органогенных остатков и окатанных комковатых микро-коллоиднозернистых карбонатных пород. Промежутки между ними заполнены тонко-микрозернистым карбонатом в сочетании с глинистым материалом.

Мергель тонкообломочный, с примесью мелкозернистого алеврита. Состоит в основном из окатанных комочков коллоидно-микрозернистого мергеля. Промежутки между ними выполнены глинистым веществом, насыщенным тонким детритом обугленной растительной органики и выделениями пирита.

Андезитовый порфирит зеленовато-серый, с мелкими выделениями фенокристаллов плагиоклазов и афанитовой основной массой, роговообманковый, хлоритизированный и карбонатизированный. Порода очень плотная и крепкая. Структура сферильно-порфиновая с микролитовой основной массой. Размер крупных фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки первой генерации составляет 1–3,5 мм и 0,8–2 мм. Более мелкие фенокристаллы размером 0,1–0,3 мм. Основная масса представляет собой тонкий войлок микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены бледно-зеленым хлоритом, образовавшегося в результате раскристаллизации стекловатого базиса породы и за счет хлоритизации плагиоклазов.

Мощность андезитовых порфиритов, залегающих параллельно напластованию осадочных пород, колеблется от 6–10 м до 20–49 м, образуя покровы толщиной в 150 м. Кроме того, в скважинах Северный Каражанбас 1-П и Култай 4-Г подсечены дайковые комплексы среднего состава. Примечательно, что в пределах п-ова Бузачи высокоточной аэромагнитной съемкой зафиксированы крупные положительные аномалии, обусловленные развитием на глубине магматических пород среднего и, вероятно, основного состава [3].

Туфы, обнаруженные в андезито-карбонатно-аргиллитовой толще, дацитовые витро-лито-кристаллокластические, сильно карбонатные, участками переходят в мергель кальцито-доломитовый, тонкозернистый с примесью туфогенного материала. Основная масса породы сложена угловатым и остроугольным, редко полуокатанным вулканогенным материалом песчаной и алевритовой размерности. В составе крупно- и среднеспесчаной фракции преобладают кристаллокласты плагиоклазов и реже литокласты дацитов. Туфы этой толщи, по всей видимости, не имеют связи с дайковыми комплексами в разрезах Северного Каражанбаса и Култая. Скорее всего, они поступали из наземных эксплозий, находящихся на незначительном удалении и поставивших вулканогенный материал также в соседние районы Прикаспийской впадины, где в палеозойских отложениях установлены аналогичные по составу туфы и туффиты.

Мощность андезито-карбонатно-аргиллитовой толщи достигает 825 м в скважине Северный Каражанбас 1-П. Максимальная мощность карбонатно-аргиллитовой толщи составляет 656 м (скважина Восточный Каратурун 1-П), минимальная – 360 м (скважина Арман 1-П).

Относительно возраста рассмотренных выше отложений. Наиболее представительный палеонтологический материал имеется для карбонатно-аргиллитовой толщи, позволяющий говорить о ее раннекаменноугольном возрасте, который датируется по находкам фораминифер, конодонт и спорово-пыльцевым комплексам [4].

В андезито-карбонатно-аргиллитовой толще в скважине Восточный Каратурун 1-П обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, который спорадически начинает появляться с ранней башкирской флоры, а споры *Fovelalisporites* типичны для среднекаменноугольной флоры [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 19-05-00165-а.

Литература

1. Попков В.И., Письменная О.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений Каражанбасской антиклинальной зоны и сопредельных территорий. Актау, Союз научно-инженерных нефтегазовых обществ Казахстана. 1992. 82 с.
2. Попков В.И., Рабинович А.А., Досмухамбетова Г.Д. Геологические предпосылки проведения геологоразведочных работ в северной части п-ова Бузачи // Геология нефти и газа. 1991. № 2. С. 2–7.
3. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Доклады академии наук СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 939–943.
4. Пронин А.П., Турков О.С., Калмуратова С.А., Милькина Н.В. Новые данные об условиях образования палеозойских отложений п-ва Бузачи // Геология Казахстана. 1997. № 4. С. 43–52.

Е.А. Попова

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург

ИНДИКАЦИЯ АКТИВНОСТИ ПАЛЕОТЕЧЕНИЙ В ЖЁЛОБЕ ФРАНЦ-ВИКТОРИЯ (КОЛОНКА АТ19-22ГС)

Жёлоб Франц-Виктория соединяет Баренцево море и Северный Ледовитый океан, что делает его источником информации о важных процессах, вызванных притоком как талой воды с ледников, так и тёплых атлантических вод, связанных с региональными изменениями климата, происходящими здесь в плейстоцене [1, 2]. Новые данные по гранулометрическому составу донных осадков помогут уточнить детали изменения палеоокеанографических условий, связанных с разрушением ледников и изменением климата в позднем плейстоцене.

Колонка АТ19-22 ГС длиной 150 см была отобрана со дна жёлоба на глубине 454 м во время экспедиции Трансарктика-2019 [3]. Десять проб были отобраны на борту в слоях, отражающих изменение литологических характеристик, толщина интервала составляла 1–6 см. В лабораторных условиях материал был заморожен и высушен, взвешен, затем просеян мокрым способом сквозь сито с диаметром ячеек 63 мкм. Фракция, оставшаяся на сите, была высушена и при помощи Sonic Sifter поделена на фракции >2000, 2000–1000, 1000–500, 500–250, 250–125 и 125–63 мкм, которые затем взвешивались. Взвесь, содержащая фракцию <63 мкм отстаивалась до осаждения осадка, после чего вода удалялась. Затем процентное содержание зёрен разных размеров (от 1 до 63 мкм) во взвеси определялось при помощи Sedigraph 5100.

Всю колонку легко разделить на две части по содержанию песка (использована классификация Уддена-Вентворта [4]): в 93 см его содержание падает со стабильных 15% в нижней части колонки до 5.5% и ниже (рис.). Помимо этого, гравий замечен исключительно ниже 100 см. Высокое содержание грубозернистых частиц объясняется присутствием в осадках материала ледового разноса (ice-rafted debris, IRD), поэтому часть колонки ниже 93 см можно отнести к периоду дегляциации, а выше – к голоцену.

В качестве индикатора активности палеотечений использовался показатель «средний размер сортируемого алеврита (10–63 мкм)» (sortable silt mean, SS mean) [5]. Он колеблется незначительно, падая с 24.5 в нижней части колонки до 19.5 мкм у поверхности, за исключением заметного пика в почти 30 мкм около 50 см (см. рис.). Там же заметен небольшой пик и для песка. Колебания содержания фракции 125 мкм и крупнее повторяют таковые для фракции песка, за исключением увеличением содержания около 50 см. Это позволяет сделать вывод о том, что течение в середине голоценовой части колонки было наиболее сильным, а также что поток воды мог переносить частицы размером крупнее 63 мкм, но не больше 125 мкм. В то же время, некоторое превышение содержания SS mean в дегляциальной части по сравнению с

голоценовой может свидетельствовать о том, что факторы переноса материала со льдом и сортировки течениями действовали совместно в период разрушения ледников

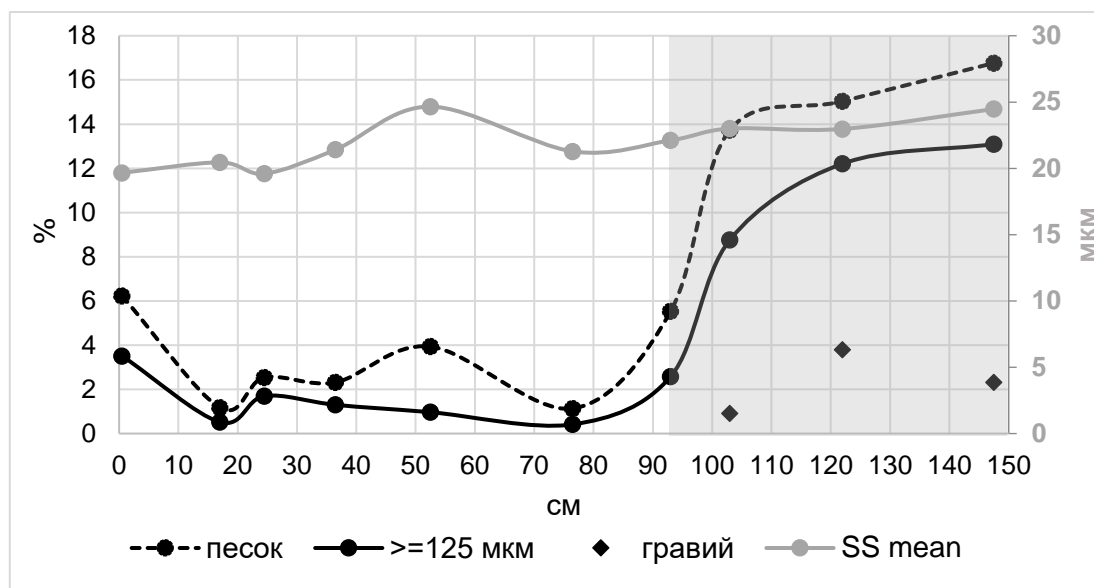


Рисунок. Изменение содержания песка, гравия и фракции 125 мкм и более (ось слева) и показателя среднее сортируемого алеврита (SS mean), (ось справа) вдоль колонки. Серая заливка покрывает дегляциальную часть колонки.

Автор благодарит Российско-Германскую Лабораторию полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта (ОШЛ) за предоставление возможности провести лабораторную работу и А.А. Крылова (ФГБУ «ВНИИОкеангеология») за помощь в работе.

Литература

1. Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S.L., Lehman S.J., Herlihy F.A., Miller G.H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // *Boreas*. 1996. Т. 25. С. 89–100.
2. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsly P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geology*. 1997. Т. 143. С. 169–188.
3. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В. и др. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65, № 3. С. 255–274. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274>
4. Folk R.L., Ward, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1957. Т. 27. С. 3–26.
5. McCave I. N., Manighetti B., Robinson S.G. Sortable Silt and Fine Sediment Size/Composition Slicing: Parameters for Palaeocurrent Speed and Palaeoceanography // *Paleoceanography*. 1995. Т. 10. № 3. С. 593–610.

Е.В. Рахимова¹, Г.В. Агафонова^{2,1}, И.С. Гутман^{3,1}

¹ МГРИ им. Серго Орджоникидзе, г. Москва

² НАЦ ФГБУ «ВНИГНИ», г. Москва

³ ООО «ИПНЭ», г. Москва

ДЕТАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ И СТРОЕНИЕ НИЖНЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО БОРТА БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучаемая территория располагается в пределах старого газонефтяного района, но несмотря на это до сих пор некоторые части осадочного чехла остаются не до изученными. Анализируемый разрез охватывает интервал от алексинского горизонта визейского яруса до башкирского яруса включительно. Сложность изучения связана с плохой охарактеризованностью керном, поинтервальным комплексом ГИС, охватывающим в основном продуктивные части разреза.

В настоящее время нами был изучен керн и шлифы 6 опорных, параметрических и поисково-оценочных скважин, преимущественно из отложений башкирского яруса [1]; переинтерпретирован каротажный материал 48 скважин 9 месторождений.

Приоритетными методами ГИС для выполнения детальной корреляции разрезов скважин являются ГК и НГК, в меньшей степени ДС, ПЗ и ИК.

В изучаемом интервале отмечаются 4 репера: карбонатный репер «плита» (тульский горизонт); глинистый репер (алексинский горизонт); глинистая «покровская пачка» (тарусский горизонт) и глинистый репер (верейский горизонт).

В результате детальной корреляции авторами было выделено 38 пачек, границы которых отвечают границам разнопорядковых циклитов [2]. Критерием при выделении пачек является изменчивость кривых ГИС, обусловленная изменением литологического состава пород, мощность пачек, характер их границ, определяемые геологическими факторами. Стратиграфические границы проводились по сопоставлению с опорными скважинами Бузулук 1, Ореховская 1 и Красная Поляна 1 [3].

В алексинском горизонте прослеживаются 3 пачки. Горизонт сложен в основании глинами (1 пачка), известняками с прослоями доломитов и глин (2 пачка), известняками и доломитами (3 пачка). Мощность изменяется от 30 до 38 м. В михайловском горизонте выделено 4 пачки. Представлен доломитами и известняками с прослоями глин. Мощность изменяется от 68 до 87 м; увеличение мощности наблюдается на юго-восток, в сторону Прикаспийской синеклизы. В веневском горизонте выделяется 8 пачек. Горизонт сложен доломитами и известняками с прослоями глин, в верхней части ангидритами. Мощность изменяется от 98 до 183 м, увеличение связано с наращиванием мощности в нижней части горизонта (на севере исследуемой территории появляются нижние две пачки).

Отложения тарусского горизонта представлены двумя пачками: глинистой, мощностью 3–18 м (увеличение происходит на юг территории, распространена в пределах Бузулукской впадины) и карбонатной, мощностью до 35 м, появляющейся на восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода. В отложениях стешевского горизонта выделяется 9 пачек, сложенных известняками, на севере доломитами с прослоями глин. Мощность изменяется от 100 до 144 м, уменьшение наблюдается на склоне Жигулевско-Пугачевского свода. В протвинском горизонте выделяется 3 пачки, сложенных известняками с прослоями глин, доломитами и ангидритами на севере. Мощность изменяется от 45 до 80 м, закономерность изменения на данный момент не выявлена.

В отложениях башкирского яруса прослеживается 9 пачек, сложенных известняками, в нижней пачке с прослоями глин. Мощность изменяется от 88 до 123 м; происходит увеличение мощности при переходе с восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода в Бузулукскую впадину.

Мощность ниже-среднекаменноугольного карбонатного комплекса изменяется от 540 до 570 м. Изменение мощностей горизонтов на границе визейского и серпуховского ярусов, серпуховского и башкирского ярусов, связано с проявлением инверсионных тектонических движений внутри крупных блоков, как результат разноскоростного прогибания в одинаковые временные интервалы. Это является отражением судетской тектонической фазы герцинской складчатости [4].

Литература

1. Агафонова Г.В., Зайцева Е.Л., Рахимова Е.В. Новые данные о строении отложений башкирского яруса в пределах южной части Бузулукской впадины // Экзолит-2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященное 215-летию основания Московского общества испытателей природы. Москва, 25-26 мая 2020 г. Сборник научных материалов/ Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова, под ред. Ю.В. Ростовцевой. Москва: МАКС Пресс, 2020. С. 89-91.
2. Методические рекомендации к корреляции разрезов скважин/Под редакцией И.С. Гутмана. М.: ООО «Издательский дом Недра», 2013. 112 с.
3. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. III. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области/Под редакцией С.В. Семихатовой, А.А. Рыжовой. Л., Недрa, 1970. 264 с.
4. Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., Наука, 1969.

А.А. Рясной

ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

ПЕСЧАНИКИ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА – ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА В ПАЛЕОЗОЙСКОМ РАЗРЕЗЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемая территория приурочена к северной части Тунгусской синеклизы. В строении синеклизы установлены преимущественно морские палеозойские отложения, в том числе ордовикского возраста. К среднему отделу ордовикской системы отнесены пестроцветные алевро-песчаные породы (кунтыкахинская (O_2kn), гурагирская (O_2gr) свиты). Терригенные породы среднего ордовика сложены кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями гидрослюдистых глин, мощностью до 80–90 м.

Песчаники от мелко- до крупнозернистых, с зёрнами от слабой до весьма хорошей окатанности, характеризуются существенно кварцевым и полевошпатово-кварцевым составом, наличием обломков микрокварцитов (которые преобладают), а также магматических пород с сульфатно-карбонатным, кварцевым регенерационным и глинисто-железистым цементом. Доминантой являются доломитовый (поровый) и кварцевый (регенерационный) типы цемента. В составе глинистых минералов преобладает иллит, иногда с примесью хлорита и монтмориллонита. Глинистое вещество с примесью колломорфных железистых минералов – гётита и гематита образуют контурный тип цемента.

Наиболее важны для изучения вторичные цементы, последовательность их генерации, существенно влияющих на коллекторские свойства.

В изученных породах развит вторичный регенерационный кварц, образующий поровые выполнения. Регенерационный кварц сформирован в результате перераспределения вещества на месте под действием растворения под давлением. Многие зёрна кварца имеют следы давления, волнистое погасание, массу перекрещивающихся трещин и следы корродирования. Доломит и кальцит образуют поровый тип цемента и являются более поздними образованиями, заполняющими поровое пространство после регенерационного кварца. Кристаллы карбонатных минералов характеризуются ксеноморфной формой и наличием зональности.

Вторичные цементы, возникают, прежде всего, при наличии свободных поровых пространств. Согласно оптико-микроскопическим исследованиям в песчаниках зафиксировано значительное количество межзёрновых пор, количество которых на площади в несколько квадратных миллиметров составляет около 10 %. Открытая пористость песчаников достигает 16,7 %, проницаемость 143,5 мД.

Интерпретация геохимических данных. Высокие содержания SiO_2 в составе образцов исследуемых песчаников, превышающие 75 % (обр. 7 – 93,6 % и обр. 10 – 78%), встречаются в терригенных кварцевых псаммитах – как правило сложенных рециклизованным (переотложенным) материалом осадочных или метаморфических пород – так называемых *second cycle rocks*.

Использование отношений ряда петрогенных окислов, в виде системы литохимических модулей – алюмокремниевое (АМ), гидролизатного (ГМ) и титанового (ТМ), показали низкие значения первых двух модулей (от 0,01 до 0,19) с выраженной положительной корреляцией, что свидетельствует о существенно кварцевом составе песчаников – это кварцевые мономиктовые или кварцитовидные олигомиктовые песчаники. Повышенные показания ТМ (до 0,126), характерны для зрелых осадочных пород и свидетельствуют о формировании терригенных пород в зоне с максимальной подвижностью среды осадконакопления. На модульной диаграмме ГМ-ТМ образцы песчаников обнаруживают отчетливую негативную корреляцию названных параметров, что характерно для литогенных разностей.

Индекс химического выветривания (CIA), определенный для глинистых отложений равен ~60, характеризуя породы, не претерпевшие интенсивного химического выветривания на палеоводосборах [1].

Палеоклимат областей размыва или палеоклимат на палеоводосборах был семиаридным, с наличием резко выраженных сухих и влажных сезонов. Но так как известно, что кварцевые песчаники (со значениями АМ и ГМ <0,1), есть продукт далеко зашедших процессов химического преобразования пород на палеоводосборах, то делаем вывод, что высокая структурная зрелость песчаных и алевроитовых пород есть результат многократного переотложения материала.

Фациальные индикаторы отложений. Отношение Ti/Zr невысокие и варьируют от 5,80 до 10,38, что предполагает многократное переотложение обломочного материала или длительную транспортировку. Согласно отношению Fe/Mn , рассматриваемые породы относятся к прибрежно-морским фациям с доминированием терригенного материала. Отношение Sr/Ba больше единицы и изменяются от 1,17 до 4,01, это позволяет предположить, что исследуемые отложения формировались в морских водах нормальной и повышенной солености. Отношение V/Cr превышают единицу, характеризуя окислительные обстановки осадконакопления в хорошо аэрируемом бассейне. Об этом также свидетельствует преобладание окисных форм железа над закисными. Кривые распределения редкоземельных элементов имеют отрицательный наклон – преобладание легких и обеднение исследуемых образцов тяжелыми РЗЭ по сравнению с хондритом.

Выводы:

1. Терригенные породы среднего ордовика сложены существенно кварцевыми песчаниками и алевролитами с полиминеральным составом цемента.

2. Вторичный карбонатный цемент сокращает, но полностью не ликвидирует значительную межзерновую пористость пачек песчаников, являющихся потенциальном коллектором нефти и газа.

3. Терригенные отложения сформированы в прибрежно-морских обстановках с семиаридным климатом.

Литература

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

А.А. Свиточ, Т.А. Янина

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

УРУНДЖИКСКИЙ ГОРИЗОНТ И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ

Урунджикский горизонт впервые описан П.В. Федоровым [1] в урочище Урунджик (юго-западная Туркмения), по нему же и получил свое название. Отложения этого горизонта установлены им также в Куринской депрессии и на Апшеронском полуострове в Азербайджане [2]. Его выделение в Западной Туркмении, но в ином объеме, было поддержано Л.А. Невесской [3]. Б.Г. Векиловым [4] эти же отложения, но под названием «мингечаурские слои», описаны на азербайджанском побережье Каспия. Выделение урунджикского горизонта (и одноименного этапа в развитии Каспия) отрицается рядом исследователей каспийского плейстоцена. В Региональной стратиграфической схеме квартера Каспийского региона [5] урунджикский горизонт (или даже слои) отсутствует. Результаты наших исследований [6, 7] доказывают правомочность выделения урунджикской фауны, являющейся биостратиграфическим основанием для выделения урунджикского горизонта. В историко-геологическом отношении он отвечает урунджикской трансгрессии Каспия, имевшей место после бакинской трансгрессии и отделенной от последней регрессией.

Морские осадки достоверно известны в юго-западной области Каспийского региона, на Апшеронском полуострове и в юго-западной Туркмении. Представлены глинистыми песками, галечниковыми песками, ракушечниками, конгломератами. В кровле и подошве урунджикских отложений отмечаются следы перерывов, а в разрезах Куринской впадины и Апшеронского полуострова между ними и бакинскими осадками фиксируются угловые несогласия. Б.Г. Векиловым [4] «мингечаурская» терраса выделена на отметках 210–200 м. Горизонт охарактеризован урунджикской фауной, включающей многочисленные *Didacna eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. pravoslavlevi*, *D.*

colossea, *D. shirvanica*, *D. bergi*, *D. nalivkini*, *D. delenda*, *D. karelini*, *D. porsugelica*, *D. čelekenica*, *D. rudis*, *D. carditoides*. Тригоно-идные и катиллоидные дидакны встречаются редко. Характерными видами являются *D. eulachia*, *D. pravoslavlevi* и *D. kovalevskii*; руководящим видом для региона – *D. čelekenica*; для Куринской депрессии – *D. colossea* и *D. shirvanica*; для юго-западной Туркмении – *D. bergi*, *D. porsugelica*, *D. kolesnikovi*.

В составе фауны установлены раннеурунджикский и позднеурунджикский подкомплексы дидакн, они являются основой для выделения нижних и верхних урунджикских слоев. Для нижних урунджикских слоев отмечено господство дидакн крассоидной группы (*D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. colossea*) и близких к ней форм. Характерный вид – *Didacna eulachia*. Для верхних урунджикских слоев свойственно широкое развитие двух групп дидакн – крассоидной (*D. pravoslavlevi*, *D. bergi*, *D. karelini*) и промежуточной между ней и тригоноидной группой (*D. kovalevskii*, *D. pallasii*); встречаются дидакны тригоноидной и катиллоидной групп. Характерными видами являются *D. kovalevskii* и *D. pravoslavlevi*. Слои отвечают различным этапам в развитии урунджикской трансгрессии.

П.В. Федоровым [1] стратотипом урунджикских отложений обозначен разрез Южный Урунджик Узбой-Прибалханского района Западной Туркмении. В нем пласт урунджикского ракушечника мощностью около 2 м с базальным горизонтом гальки содержит многочисленные *Didacna eulachia*, *D. aff. delenda*, *D. karelini*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*. Он плавно переходит в песчаные осадки с раковинами этих же видов, вверх по разрезу мельчающими и замещающимися пресноводными формами. Ниже со следами размыва лежат бакинские глины с раковинами *Didacna parvula*. Перекрываются урунджикские отложения толщей, возраст которой точно не определен [2].

По нашему мнению [6, 7], разрез Нефтяная балка в Куринской депрессии наиболее полно отражает отложения урунджикского бассейна и его фауну, стратиграфические границы горизонта, и может быть предложен в качестве парастратотипа урунджикского горизонта. Он представлен здесь мощной (около 60 м) толщей чередования песчано-алевритовых осадков с песчаниками и ракушняками, в ее основании с многочисленными *Didacna eulachia*, *D. colossea*, *D. čelekenica*, редкими *D. carditoides*, *D. mingetschaurica*, постепенно сменяющимися сообществом из многочисленных *Didacna kovalevskii* с примесью дидакн, характерных для хазарских бассейнов Каспия. Каких-либо перерывов в осадконакоплении не наблюдается. Ниже с угловым несогласием залегают отложения бакинского горизонта, а выше с размывом они перекрываются нижнехазарскими фаунистически охарактеризованными отложениями. Урунджикская малакофауна этого местонахождения наиболее полно отражает ее эволюцию, характер урунджикского бассейна и стадии его развития, охарактеризованные двумя фаунистическими подкомплексами. По этой причине мы

рассматриваем местонахождение Нефтяная балка в качестве стратотипического для урунджикской фауны и ее подкомплексов.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 21-18-00552).

Литература

1. Федоров П.В. К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района Западной Туркмении // Сов. геология. 1946. № 11. С. 33–43.
2. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
3. Невеская Л.А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 82 с
4. Векилов Б.Г. Антропогеновые отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во ЭЛМ, 1969. 217 с.
5. Шкатова В.К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 175–180.
6. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с
7. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: изд-во Московского ун-та, 2012. 264 с.

М.В. Соломон, О.П. Гончаренко

СГУ им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов

КАЛИЙНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СОЛЕЙ В ПЕРМСКОМ СОЛЕРОДНОМ БАССЕЙНЕ ЗАПАДНОГО И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Несмотря на достоверно установленные перспективы промышленной калиености прибортовой зоны Прикаспийской впадины, степень разведки и промышленного освоения этих территорий остается низкой. Связано это с тем, что изначально теория галогенеза развивалась с позиции седиментационного накопления отложений. Главное внимание уделялось слоистости, которая трактовалась как фактическое подтверждение того, что образования, возникшие на стадии седиментации, сохранялись в практически неизменном виде в последующее время. Из этих представлений сложились методы исследования, не позволяющие четко определить критерии прогноза этих участков, поскольку на распределение полезного ископаемого влияли и постседиментационные преобразования, в результате которых происходило изменение первичного минерального состава солей, что отражалось в определенном их текстурно-структурном облике. Нерастворимый остаток (Н.О.) – ангидрит, гипс и глинистый материал определяет минеральные новообразования в породе и влияет на

текстурно-структурное строение калийных отложений и, как следствие, определяют качество извлекаемых сильвинитов.

При изучении калийных солей использовано комплексирование геохимических методов и текстурно-структурного анализа с целью выявления условий формирования отложений.

Для установления особенностей формирования калийных отложений, нами использовано геохимическое (определение брома, хлора и значений бром-хлорного коэффициента ($\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$) в монофракциях сильвина) и текстурно-структурное опробование иренских калиеносных интервалов Западно- и Восточно-Перелюбских участков (инт.: 687,45–715,95 м, погожская ритмопачка) и Гремячинского месторождения (инт.: 1052,7–1274,1 м, луговская, погожская, долинная ритмопачки).

На основании текстурно-структурного анализа сильвинитов из указанных разрезов, нами выделено 6 генетических типов текстур сильвинитов: *седиментогенные* – массивная (1-й тип), слоистая (2-й тип), ритмичнослоистая (3-й тип); *диагенетические и постдиагенетические*: слоистая реликтовая (4-й тип), ритмичнослоистая реликтовая (5-й тип), брекчиевидная (пятнистая и сетчатая) (6-й тип). Установлено 12 генетических типов структур сильвина: *первичные (седиментогенные)* – ксеноморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая, реликтовая, зональная, и *вторичные (диагенетические и постдиагенетические)* – каркасная (очковая), коррозионная, инкорпорационная, конформная, гранобластовая, пойкилитовая, мостовидная, регенерационная.

Сильвиниты погожской ритмопачки в пределах Перелюбских участков формировались в инт.: 687,45–715,95 м в стадию седиментогенеза (характеризуются текстурами 1 и 2 типов, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 2,86\text{--}3,13$) и в инт.: 690,41–715,95 м в стадию диагенеза за счет разложения карналлитов или в результате процессов переотложения ранее образованных калийных отложений (характеризуются текстурами 4, 5 и 6 типов, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 4,31\text{--}4,54$). *Сильвиниты долинной ритмопачки на Гремячинском месторождении* формировались в инт.: 1052,7–1063,6 м в стадию седиментогенеза или раннего диагенеза, о чем свидетельствуют окисло-глинистые каемки вокруг частично растворенных зерен сильвина (текстура 1 и 2 типа, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 0,83\text{--}2,10$). *Сильвиниты погожской ритмопачки на Гремячинском месторождении* формировались в инт.: 1269,5–1309,9 м в пределах Равнинного участка в стадию седиментогенеза (текстура 1 типа, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 3,37\text{--}3,67$), в инт.: 1220–1225,65 в пределах Даргановского участка в стадию раннего диагенеза (текстура 4, реже 1 типа, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 4,15\text{--}4,25$). *Сильвиниты луговской ритмопачки на Гремячинском месторождении* формировались в инт.: 1253,9–1274,1 м в пределах Даргановского участка в стадию диагенеза за счет разложения карналлитов (текстура 4, 5 и 6 типов, $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl} = 5,55\text{--}8,40$).

Таким образом, текстурно-структурное опробование в сочетании с геохимическими данными позволяют сделать вывод, что граница сильвинитового пласта, залегающего над карналлитовым, в локальных участках изучаемой территории

Прикаспия, является вторичной, сформированной в результате постседиментационного преобразования карналлита в сильвинит.

Для установления наиболее качественных разностей сильвинитов с позиции максимального процентного содержания КС1 и минимального содержания Н.О. в породе, нами проведен анализ распределения значений КС1, типа текстуры от глубины. Установлено, что максимальные значения КС1 % – 35–57 соотносятся с 1-м, 2-м и 4-м текстурным типом сильвинитов. Минимальные значения КС1 % – 12–32, тяготеют к 5-ому и 6-ому текстурному типу сильвинитов. На основании этого, предлагается выделять следующие разности сильвинитовых пород по степени качества.

1. Качественные разности с массивной текстурой (1-й тип), с содержанием Н.О. менее 5 %, КС1 38 % на Перелюбских участках и 57 % на Гремячинском месторождении.
2. Качественные разности, но в меньшей степени со слоистой (2-й тип) и слоистой реликтовой (4-й тип) текстурой, с содержанием Н.О. от 5 до 8%, КС1 35 % на Перелюбских участках и 47 % на Гремячинском месторождении.
3. Менее качественные разности ритмично-слоистой текстуры (5-й тип), пятнистой, сетчатой и брекчиевидной текстурами (6-й тип), с содержанием Н.О. от 8 до 20%, КС1 28 % на Перелюбских участках и 45 % на Гремячинском месторождении.

На основании проведенных исследований, нами выделены перспективные зоны на сильвинит: I(c), II(c) и III(c), в пределах северо-западной части Прикаспия, где мощность всего сильвинитового пласта изменяется от 4 м до 7 м, а содержание КС1 в качественных разностях (1) и качественных в меньшей степени (2) находится в пределах от 32,5 % до 40 %.

Н.А. Таратунина^{1,2}, А.И. Кривошапкин³, Р.Н. Курбанов^{1,2}

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

²ИГ РАН, г. Москва

³Института археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

К ПРОБЛЕМЕ ВЛИЯНИЯ ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСЛ-ВОЗРАСТ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ОБИ-РАХМАТ, УЗБЕКИСТАН)

Центральная Азия – регион активных транскультурных контактов представителей древних популяций, осваивавших пространства Северной, Южной и Восточной Азии. В плейстоцене этот регион был одним из центров развития специфических палеолитических культур, в которых сочетались автохтонные и привнесенные элементы. Здесь известен целый ряд многослойных стоянок древнего человека, археологические материалы которых детально изучены и опубликованы. Однако существенным пробелом в истории каменного века региона является датирование археологических комплексов и реконструкция условий природной среды древних эпох.

Геологическое строение окрестностей грота Оби-Рахмат определяется его положением на границе Чарвакской впадины, сложенной меловыми и кайнозойскими породами, и хребтов западного Тянь-Шаня, образованных палеозойскими породами. Грот Оби-Рахмат связан с массивом неслоистых известняков и карстовых проявлений. В результате этапа работ, начатого в 1998 г., было выделено 37 палеолитических культуросодержащих горизонтов с различной насыщенностью археологическим материалом (от нескольких десятков артефактов в слое 16 до десятков тысяч в слое 19).

В настоящее время из отложений стоянки Оби-Рахмат радиоуглеродным методом датировано 13 образцов, давших возраст формирования средней и верхней пачек отложений грота более 40 тыс. л.н. Выполнено также ториево-урановое, ЭПР и ОСЛ-датирование рыхлых отложений грота Оби-Рахмат [1;2], при этом результаты применения различных методов определения абсолютного возраста во многом показывают несогласованность. Соответственно, абсолютная хронология ключевого для региона памятника по-прежнему вызывает вопросы; не до конца определены возраст отдельных горизонтов и скорость осадконакопления отдельных стратиграфических разделов. Для решения данной ситуации в 2018-2020 гг. нами была предпринята попытка создания люминесцентной хронологии высокого разрешения.

Отбор материала для измерений проводился в светонепроницаемые пакеты, по стандартной методике в темное время суток при исключении засвечивания образца и стенок разреза искусственным или естественным источником света. Для всех образцов выполнена стандартная лабораторная обработка [3], выделены фракции кварца и полевых шпатов. К настоящему моменту выполнена предварительная обработка проб первой партии из 13 образцов. Датирование выполнено по методике измерения трех протоколов для двух разных минералов [3]. Этот метод позволяет оценить возможную недостоверность определения возраста, связанную с удревнением датировок в результате неполной засветки зерен в ходе геологического транспорта.

Анализ результатов датирования позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Материал всей толщи новейших отложений в разрезе Оби-Рахмат отличается высокой чувствительностью люминесцентного сигнала; датировки по кварцу и полевым шпатам находятся в полном соответствии; они же подтверждаются измерениями по единичным зёрнам кварца (single-grain). Таким образом, все стандартные тесты свидетельствуют о достаточной засветке материала перед осадконакоплением.

2. Верхняя часть разреза (первые 15 см слоя 2), представленная лессовидными суглинками, сформирована около 40 тыс. л.н. Скорости осадконакопления лёсса были значительными: средняя часть их охарактеризована возрастом около 50 тыс. л.н., нижняя – около 60 тыс. л.н.

3. Основная часть разреза с глубин 1,5 м до 10 м, характеризуется возрастом 62-82 тыс. лет, что указывает на значительные скорости осадконакопления (около 50 см/тыс. лет).

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-09-00453).

Литература

1. Skinner A.R., Blackwell B.A.B., Blickstein J.I.B., Mian A., Baboumian S.M., Wrinn P.J., Krivoshapkin A.I., Derevianko A.P., Lundburg J.A. ESR Analyses on Tooth Enamel from the Paleolithic
2. Layers at the Obi-Rakhmat Hominid Site, Uzbekistan: Tackling a Dating Controversy // Radiation Measurements. 2007. Т. 42. № 6–7. Pp. 1237–1242.
3. Krivoshapkin A.I., Kuzmin Y.V., Timothy Jull A.J. Chronology of the Obi-Rakhmat Grotto (Uzbekistan): First Results on the Dating and Problems of the Paleolithic Key Site in Central Asia // Radiocarbon. 2010. Т. 52. № 2. С. 549–554.
4. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И. Возраст карангатской трансгрессии Чёрного моря // Вестник Московского университета, Серия география. 2019. №6. С. 29–40.

Ю.В. Тутов, С.В. Астаркин, Г.М. Галимова, О.В. Гудушкина

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЯКХИНО-ХАЛЬМЕРПАЮТИНСКОГО ВАЛА

В последние годы одним из приоритетных направлений производственной деятельности «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь» является Большехетская впадина, в пределах которой и расположен объект изучения данной работы – Пякхино-Хальмерпаютинский вал. Несмотря на большую накопленную информацию по основным нефтегазоносным комплексам рассматриваемого объекта, многие вопросы вещественного состава, степени его влияния на коллекторские свойства пород остаются недостаточно изученными. Поэтому резко возрастает роль литологических исследований, которые в значительной степени могут детализировать геологическое строение и повысить эффективность геологоразведочных работ.

По петрографическому составу изученные алеврито-песчаные породы относятся к аркозовой, реже граувакковой группе, в единичных случаях к кварц-полевошпатовым грауваккам. Среди обломков пород в их составе преимущественное распространение имеют вулканиты кислого состава, подчиненная роль принадлежит кристаллическим сланцам. Среди аксессуарных минералов по всему изучаемому разрезу распространены турмалин, циркон и апатит, для сортымской свиты и ее стратиграфических аналогов отмечено повышенное содержание минералов эпидот-цоизитовой группы. Цемент

глинистый (гидроалюминистый и хлоритовый), цеолитовый, поровый и пленочный, реже кварцево-регенерационный.

На основе стадийного анализа установлено, что верхняя часть изученного интервала разреза (покурская, тангаловская свиты) отвечает зоне среднего катагенеза (градация МК₂), а нижняя (сортымская, заполярная, мегионская свиты) преобразована до стадии глубокого катагенеза (градация МК₃) [1].

Полученные данные свидетельствуют, что песчаные породы Пяяхино-Хальмерпаютинского вала характеризуются незначительными вариациями содержания основных породообразующих оксидов. По химическому составу изученные пробы песчаников и алевролитов, в большинстве случаев, относятся к силитам, сиалитам и, в меньшей степени, гидролизатам [2].

В результате изучения петрографического и химического состава пород установлено, что источниками обломочного материала служили магматические образования преимущественно кислого состава. Присутствие в значительном количестве в составе сортымской, мегионской и заполярной свит минералов из группы эпидот-цоизита указывает на размыв метаморфических толщ (зеленокаменные породы) в областях сноса. Это подтверждается и присутствием обломков кристаллических сланцев в составе всех изученных свит.

Установлено, что накопление обломочного материала в раннемеловое время происходило в обстановках морского побережья и надводной части дельты [3]. Основная часть терригенного материала при этом поступала с северо-востока и востока речными системами в регрессивную стадию осадконакопления и в условиях кратковременных трансгрессий. Такому выводу не противоречат и данные гранулометрических исследований. Хорошая сортировка зерен свидетельствует о переработке обломочного материала течениями или волнением. Согласно генетическим и динамогенетическим диаграммам Р. Пассеги и Г.Ф. Рожкова формирование отложений происходило в прибрежной обстановке, в условиях шельфа, в том числе его приподнятых частей. Незначительные изменения отношений LaN/YbN свидетельствуют о стабильности условий осадконакопления, при этом соленость в прилегающей к области сноса прибрежной части бассейна была ниже нормально-морской, а увеличение солености происходило с востока на запад.

Обломочный и глинистый материал поступал в бассейн седиментации из областей, располагающихся в зонах аридного и, в меньшей степени, гумидного климата. Об этом свидетельствуют также индексы химического выветривания. Степень зрелости алюмосиликокластики, поступавшей в область осадконакопления в разрезе Пяяхинского месторождения, испытывает тенденцию к усилению химического выветривания и смены аридного климата на гумидный. Доминирование в областях сноса аридного климата и отсутствие выраженных процессов выветривания выявлены в отложениях Хальмерпаютинского месторождения.

Показано, что основная роль среди главных аутигенных минералов в цементирующей массе нижнемеловых отложений, приводящих к снижению показаний фильтрационно-емкостных характеристик, принадлежит цеолиту (ломонтиту). На основании проведенных лабораторных исследований с точки зрения воздействия на породы пласта БУ₁₅ установлено, что нецелесообразно использование кислотных составов соляной и глинокислоты по причине образования гелеобразных гидратированных структур в породе, что приводит к снижению проводимости каналов [4]. По результатам фильтрационных испытаний технологическую эффективность при воздействии на матрицу породы изучаемого пласта показали составы на основе органических кислот (уксусная и щавелевая).

Литература

1. *Титов Ю.В., Шайхутдинова Г.Х., Астаркин С.В. и др.* Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь) // Литосфера. 2019. Т. 19, № 1. С. 48–58.
2. *Титов Ю.В., Астаркин С.В., Гончаренко О.П., и др.* Литогеохимическая характеристика терригенных пород сортымской свиты Пякяхинского месторождения (север Западной Сибири) // Известия Саратовского университета. Серия науки о Земле. 2018. Т. 18, Вып. 1. С. 54–61.
3. *Астаркин С.В., Титов Ю.В., Колпаков В.В., Качкин А.А. и др.* Реконструкция обстановок осадконакопления нижнемеловых отложений Пякяхинской структуры (центральная часть Большехетской впадины) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Белгород: Политерра, 2018. С. 38–42.
4. *Титов Ю.В., Черепанова Н.А., Колпаков В.В. и др.* Вторичная цеолитизация пород-коллекторов Большехетской впадины и её влияние на оптимизацию ГТМ (на примере пласта БУ₁₅ Пякяхинского месторождения) // Нефтяное хозяйство: Научно-технический журнал. 2016. № 8.

Н.А. Тюнин, В.И. Мысливец

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Северо-восток котловины Черного моря представлена шельфом, материковым склоном и подножием, частью днища Восточно-Черноморской впадины. Верхняя граница исследуемого района – бровка шельфа (глубины 100–150 м). От нее до изобаты 1800 м размещается материковый склон. Его общая длина от 30–50 км у гористых побережий Крыма и Кавказа до 100–150 км – напротив равнинных участков. Продольный профиль материкового склона – полого-вогнутый. Верхняя часть склона (выше изобат 500–1000 м) относительно крутая; средние уклоны 1,5–5° (до 20–30°). Нижняя часть материкового склона относительно пологая; средние уклоны от 0,5 до

1–1,5°. Материковый склон у Кавказского побережья гравитационно-тектонического происхождения. Его поверхность осложнена десятками подводных долин и каньонов. Чаще подводные долины приурочены к разломам. В верхней части материкового склона сеть подводных долин представлена разветвленными верховьями с V-образным поперечным профилем. Ширина по бровкам – сотни, глубина вреза – десятки метров. В нижней части склона эти формы сливаются в единую подводную долину. Лучше всего изучена одна из крупных долин – Кубанский каньон [1, 2, 4]. В нижней части он имеет U-образный поперечный профиль. Ширина по днищу – 2–4 км, по бровкам – 10–15 км. Глубина вреза до 300 м. По параметрам подобные каньоны напоминают речные долины.

Эрозия на материковом склоне осуществляется мутьевыми потоками. Эти потоки имеют два источника. Во-первых, это материал, мигрирующий с вдольбереговым потоками наносов. Во-вторых, осадки, накапливающиеся в эстуариях и дельтах черноморских рек [3]. При современном (межледниковом), высоком уровне моря существует широкая материковая отмель. Поэтому речные наносы поступают лишь в те подводные каньоны, верховья которых расположены недалеко от устья реки. Примером служит подводный каньон реки Шахэ. В позднеледниковое время береговая линия Черноморского бассейна отступила в прибрежную часть шельфа. Многие каньоны имели прямую связь с континентальной речной сетью. Пра-Кубань впадала в Кубанский каньон. Дельта пра-Дона, расположенная у южного выхода Керченского пролива, продолжалась несколькими неглубокими подводными долинами. Предшественники современных рек Ингури, Риони, Чорох и других также впадали в подводные каньоны

Транзит континентально-морских осадков, начавшись в эстуариях и дельтах, продолжается по подводным долинам. Затем часть материала отлагается на материковом подножии. В Черном море оно выражено слабо, преимущественно на глубинах 1800–2000 м. Эрозионная сеть просматривается плохо. Но транзит наносов продолжается вплоть до центра Восточно-Черноморской впадины. В рельефе дна это выражено абиссальными каналами с врезом до нескольких десятков метров. Каналы продолжают эрозионную сеть материкового склона. Общая длина главного тальвега Керченской долины составляет 168 км, а длина тальвега Кубанского каньона и продолжающей его глубоководной долины составляет 218 км [2].

Выносы пра-Дона и пра-Кубани в течение нескольких регрессивных этапов стояния бассейна образовали крупнейшее аккумулятивное тело, уступающее в Черном море лишь Дунайскому конусу. При этом обращает на себя внимание различная роль наносов этих рек. Выносы преимущественно пра-Дона и его притоков сформировали аккумулятивный выступ континентальной террасы к югу от Керченского пролива, значительно увеличивший ширину шельфа. Аккумуляция началась по меньшей мере на древнеэвксинском этапе, продолжалась в посткарангатское и новоэвксинское время и происходила в основном на уровне континентального склона и, позднее, подножия. Насколько можно судить, субширотные антиклинальные структуры, развитые в этом

районе, служили ловушками осадочного материала и препятствовали его активному перемещению на глубоководное дно [5].

В противоположность этому, осадки, выносимые пра-Кубанью, в составе мутьевых потоков перемещались на большие глубины, эродировали континентальный склон, сформировали подводный каньон и продолжающую его глубоководную долину, а также глубоководный конус выноса. Как и в предыдущем случае, определяющую роль здесь сыграл структурный фактор. Для верховий подводной долины пра-Кубани важным оказалось наличие Вышестеблиевского и Кальмиусско-Джигинского разломов [5], флексурных нарушений, связанных с Анапским выступом; для остальной ее части - возможно, Туапсинского прогиба, вдоль оси которого протягивается тальвег. Современный сток наносов Кубани почти вдвое превосходит сток наносов Дона, что понятно: левые притоки Кубани стекают со склонов Большого Кавказа, имеют горный характер и выносят много материала. Вероятно, подобное соотношение сохранялось и в прошлом. Возможно, этим обстоятельством можно объяснить, что длина подводного тальвега пра-Кубани на 50 км превосходит аналогичный параметр пра-Дона.

Преобладающий ранненовоэвксинский (максимума гляциальной регрессии) осадок в глубоководной впадине к югу от Керченско-Таманской области – терригенные алеврито-пелитовые илы с прослоями песка до 5 см (в ряде случаев – более 2 м) мощности. Скорости осадконакопления иногда превышают 70 см / 1000 лет. Минералы тяжелой фракции – гранат, циркон, ильменит, магнетит – имеют возраст 590–800 млн лет и характерны для Русской платформы, где располагался бассейн пра-Дона [6]. Современная дельтовая почва (слой 1) формируется синхронно с выдвиганием дельты р. Протока с начала XX в.

Выполнено при поддержке гранта РФФИ №20-35-90067.

Литература

1. Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. Киев: Наукова думка, 1982. 180 с.
2. Мельник В.И. Мезоформы материкового склона западного и северного секторов Черного моря (препринт) – Киев: Институт геологических наук АН Украины, 1993, 49 с.
3. Сафьянов Г.А., Менишков В.Л., Пешков В.М. Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной океанов – М.: ВНИРО, 2001, 197 с.
4. Сорокин В.М., Лукша В.Л. Осадки и осадочные процессы в подводной долине Палеокубани в Черном море // Вестник МГУ, сер. 4 «Геология», 2002, с. 13–24.
5. Шнюков Е.Ф., Захаров В.Е., Аленкин В.М., Глебов А.Я. Геологическое строение южного склона Керченско-Таманской зоны // Геол. журнал, 1979, №4, с. 121–127.
6. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 360 с.

А.С. Хаюзкин, В.П. Морозов, А.А. Ескин, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин
Казанский федеральный университет, г. Казань

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДОМАНИКИТОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЫ

Доманикиты – нефтематеринские породы, стратиграфически приуроченные к семилукскому горизонту франского яруса верхнего девона и распространенные на территориях Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносных провинций.

На большей части Южно-Татарского свода Волго-Уральской провинции доманиковые отложения находятся на стадиях позднего протокатагенеза – раннего мезокатагенеза (ПК₃-МК₁), которые соответствуют начальному этапу нефтеобразования. Доманикиты Южно-Татарского свода залегают на глубинах около 1700 м, а на территории, приуроченной к Бузулукской впадине Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, они обнаруживаются уже на глубине 2700 м. Следовательно, можно предположить, что последние претерпели более высокие градации катагенеза.

В качестве объектов исследований использовались образцы карбонатно-кремнистых пород Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, а именно – керн скважин территориально приуроченных к Южно-Татарскому своду, а также керн скважины северной части Бузулукской впадины. Исследования минеральной компоненты пород проводились посредством микроскопического, рентгенографического методов. Исследования органического вещества проводились с использованием метода синхронного термического анализа, а также пиролизом.

По результатам проведенных исследований было выяснено, что доманикиты Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины имеют определенные сходства. Так, в обоих разрезах выделяются 3 литотипа: карбонатные породы (мадстоуны), карбонатно-кремнистые породы, вмещающие органическое вещество и карбонатные брекчии. Структурно-текстурные характеристики пород одинаковы, так же как и минеральный состав: среднее содержание кальцита 48%, кварца 40%, слюды 7%, полевых шпатов 4%, пирита 1%. Органическое вещество по результатам пиролитических исследований соответствует керогену I типа. По результатам изучения химического состава отложений наблюдается положительная корреляция между содержанием в породах кварца и органического вещества. И в тех, и в других породах наблюдаются многочисленные кальцитовые прожилки как субгоризонтальной, так и субвертикальной ориентировки. Однако имеются и различия, связанные с различной степенью катагенетических изменений изученных объектов.

Проведенные исследования степени кристалличности кварца подтверждают предположение авторов о том, что эти объекты имеют различную степень катагенетических преобразований. Степень кристалличности кварца, определяемая по

величине областей когерентного рассеяния, составляет 120 нм для доманикитов Бузулукской впадины и 100 нм для доманикитов Южно-Татарского свода. Следовательно, доманикиты Бузулукской впадины действительно претерпели более высокие градации катагенеза относительно доманикитов Южно-Татарского свода.

По результатам изучения шлифов были выявлены кремнисто-пиритовые прожилки в образцах доманикитов Бузулукской впадины, которые не наблюдаются в образцах пород Южно-Татарского свода. Предполагается, что такие прожилки образовались за счет перекристаллизации пирита с выделением сероводорода. Поэтому на нефтяных месторождениях Бузулукской впадины отмечаются высокие содержания сероводорода в добываемом флюиде.

Отличия доманикитов Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины наблюдаются и при исследовании их органического вещества. Так, результаты проведенных термических исследований показали, что в доманикитах Бузулукской впадины преобладают легкие углеводороды, тогда как в доманикитах Южно-Татарского свода преобладают тяжелые углеводороды. Это свидетельствует о том, что степень зрелости органического вещества доманикитов Бузулукской впадины выше, чем органического вещества доманикитов Южно-Татарского свода.

По результатам пиролитических исследований были определены основные параметры, получаемые при исследовании органического вещества горных пород.

Таким образом, доманикиты Бузулукской впадины претерпели более высокую степень катагенетических преобразований. Это отразилось на качественных и количественных характеристиках органического вещества, которое является более зрелым в образцах доманикитов Бузулукской впадины.

Работа поддержана грантом российского научного фонда, проект № 19-77-00019.

А.В. Храмова

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень

ЛИТОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ СОРТЫМСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Район исследований расположен в северной части Западной Сибири, в Надым-Пурской нефтегазоносной области. Объектом исследований являются нижнемеловые отложения сортымской свиты, пластов БУ₁₆₋₁₇.

С целью детализации геологического строения и прогноза пород-коллекторов пластов БУ₁₆₋₁₇ возникла необходимость актуализации фациальных моделей на основе новых данных, полученных по керну, геофизическим исследованиям скважин и результатам сейсморазведки.

На основании литолого-фациального и ихнологического анализа керн 20 скважин (более 900 м) установлено, что отложения формировались в условиях подводной части дельты с преобладанием волновых процессов. Отложения фронта дельты волнового типа имеют черты сходства с фациями предфронтальной зоны пляжа, различие можно установить только по керну. Для диагностики фаций использовались труды известных отечественных [1] и зарубежных исследователей [2–4]. Пласты имеют регрессивное строение, наблюдается увеличение зернистости снизу вверх по разрезу, частое чередование серий биотурбированных песчаников и песчаников с бугорчатой слоистостью (штормовые слои), встречаются прослои алевролитов с массивной текстурой (жидкие илы), трещины синерезиса, турбидитоподобные алевролиты. Для отложений характерно низкое разнообразие ихнофоссилий ихнофации *Skolithos-Cruziana*, хотя интенсивность биотурбации может быть весьма высокой ($BI=0-5$). Часто встречаются биотурбационные текстуры с преобладанием одного из ихновидов (моновидовые), таких как *Teichichnus*, *Lingulichnus*, *Thalassinoides*, но с достаточно высокой интенсивностью биотурбационной переработки. По керну было выделено 9 литофаций: алевролиты и аргиллиты лагуны (1), песчаники распределительных каналов (2), устьевых баров (3) и проксимальной части фронта дельты (4), песчаники и алевролиты дистальной части фронта дельты (5), алевролиты верхней части продельтового склона (7), аргиллиты и алевролиты мелкозернистые глинистые нижней части продельтового склона (8) и аргиллиты шельфа (9).

Лагуна представлена тонким линзовидно-волнистым и полого-волнистым переслаиванием алевролитов и песчаников с низкой степенью биотурбационной переработки и моновидовым составом ихнофоссилий (*Teichichnus* или *Lingulichnus*, *Thalassinoides*).

Распределительные каналы и устьевые бары выделяются в единичных скважинах мощностью не более 0,5–1 м, за счет низкой их сохранности при преобладании морских процессов. Распределительные каналы сложены песчаниками средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми, аркозового состава, с массивной, крупной косою слоистостью, с резкой эрозионной подошвой, подчеркнутой глинистыми интракластами и обломками углефицированной древесины. Устьевой бар дельты представлен песчаниками и алевролитами с конволютной слоистостью.

Проксимальная часть фронта дельты представлена песчаниками мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми с массивной текстурой, с пологонаклонной косою слоистостью, в слабой степени нарушенной ходами *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Fugichnia*. Дистальная часть фронта дельты сложена песчаниками тонко-мелкозернистыми и алевролитами крупнозернистыми, интенсивно биотурбированными (*Asterosoma*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Terebellina*, *Skolithos*, *Diplocraterion*), часто наблюдается переслаивание серий песчаников интенсивно биотурбированных и песчаников с бугорчатой косою (штормовые слои) слоистостью.

Проксимальная часть продельтового склона представлена переслаиванием песчаников тонкозернистых, алевролитов крупнозернистых, алевролитов мелкозернистых глинистых и аргиллитов. Слоистость полого-волнистая, биотурбационная (*Teichichnus*, *Chondrites*, *Planolites*, *Phycosiphon*, *Asterosoma*, редко *Rosselia*), *VI* изменяется от 0 до 4. Отмечаются прослой алевролитов глинистых, массивных (жидкие илы), редко трещины синерезиса. Дистальная часть продельтового склона сложена алевролитами мелкозернистыми и аргиллитами интенсивно биотурбированными (*Phycosiphon*, *Chondrites*, *Planolites*) и микрослоистыми, отмечаются отпечатки раковин двустворок, криноидеи, стяжения пирита.

В кровле песчаников фронта дельты залегают маломощные интенсивно биотурбированные песчаники трансгрессивного слоя, в подошве которых выделяется поверхностью *Glossifungites*. Вверх по разрезу песчаники трансгрессивного слоя переходят в шельфовые аргиллиты, которые фиксируют максимальное затопление и начало литоцикла. Мощность циклитов составляет 20–30 м.

На основании комплексного анализа керн, карт изопахит, сейсмических атрибутов и сейсмофаций установлено, что волновая дельта имеет ассиметричное строение. Выделяются два источника сноса: северо-восточный и юго-восточный, причем энергия волн и привноса осадков была различной. Песчаные тела дельты волнового типа ассиметричного строения распространены вдоль береговой линии, имеют покровное и гетеролитное строение, представленное сериями вдольбереговых песчаных баров, разделенных алевролитами и аргиллитами лагуны. Такое распределение песчаных тел подтверждается скважинными данными и результатами сейсморазведки. Современным аналогом отложений пластов БУ₁₆₋₁₇ являются ассиметричные волновые дельты Дуная (лопасть р. Святой Георгий) и Нила (лопасть р. Дамietta).

Особенностью пластов БУ₁₆₋₁₇ является наличие цеолитового цемента в песчаниках средне-мелкозернистых проксимальной части фронта дельты (в восточной части района работ), которые характеризуются наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами (проницаемость до 70 мД, пористость – 19–20 %). Породы-коллекторы приурочены к зонам распространения фронта дельты и распределительным каналам.

Литература

1. *Алексеев В.П.* Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург, 2002. 147 с.
2. *Bann, K.L., Tye, S.C., MacEachern, J.A.* Ichnological and sedimentologic signatures of mixed wave- and storm-dominated deltaic deposits: examples from the early permian Sydney basin, Australia. In *Hamson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M., Dalrymple, R.W.* (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow Marine Stratigraphy*. SEPM Spec. Publ., 2008. Vol. 90. P.P. 293–332.
3. *Coates, L., MacEachern, J.A.* The ichnological signatures of river- and wave-dominated delta complexes: differentiating deltaic and non-deltaic shallow marine successions, lower cretaceous Viking

Formation and upper cretaceous Dunvegan Formation, west-central Alberta / Applied Ichnology, 2007. Vol. 52. P.P. 227–254.

4. Pemberton, G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., and Sinclair, I.K. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin./ Geological Association of Canada Short Course Notes 15, St John's, Canada, 2001. 343 p.

А.В. Черешинский, Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

УЛЬТРАТОНКОЕ ЗОЛОТО В ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Предыдущими исследованиями [1–3] установлено наличие ультратонкого золота (УТЗ) в осадочном чехле Воронежской антеклизы (ВА). За последние 15 лет при проведении ГДП-200 на её территории получены новые данные, необходимые для составления прогнозной карты на этот вид минерального сырья. Выделить частицы УТЗ размерностью в первые десятки микрометров удалось на обогатительных установках МКТС и ЦВК-100. Локальный рентгеноспектральный анализ элементного состава (микронзонд) УТЗ проводился с помощью системы OXFORD INS. Часть проб исследовалась с помощью спектрозолотометрии в лабораториях ЦНИГРИ, ВГУ, ИМГРЭ, получена удовлетворительная сходимость между этими двумя методами. Всего проанализировано свыше 600 проб, 170 из них содержали УТЗ. Выделенные золотины изучались микроскопическими методами, а также рентгеноспектральными определениями элементного состава. Количество определений содержаний Au в золотилах составило порядка 300 анализов.

Золотины обычно встречаются в терригенных образованиях палеозоя, мезозоя и кайнозоя, при этом основные концентрации металла тяготеют к верхним частям осадочного чехла – четвертичным, палеогеновым и меловым образованиям. Золотины представляют собой тонкие неокатанные частицы разнообразной формы, их преобладающая размерность десятки микрометров, до 100–1000 мкм. Она близка для золота из пород всех подразделений осадочного чехла и мало изменяется по разрезу и площади. Морфология золотин разнообразна, они представлены пластинами с неровными, зазубренными краями, зёрнами неправильной формы, проволочковидными образованиями, признаков окатанности не наблюдается.

Геохимическими особенностями золотин являются постоянное присутствие в них МПГ – от долей процента до 17,5, Ag до 21,1, Pb до 10,8 %. Отмечается высокое содержание летучих элементов – Hg, As, Tl, Te, Sb. Преобладает ртуть, равномерно распределенная в золотилах и образующая с Au твердые амальгамы, в которых Hg от

десятих долей 13,1 %. В заметных, хотя и не определяющих количествах имеются прочие примеси, среди которых Sn, Cu, Cd, In, Zr, Hf, Bi и некоторые другие. Всё это позволяет относить исследованное Au к интерметаллидам. Помимо них присутствуют интерметаллиды без Au, в которых преобладают Cu и Zn. УТЗ и интерметаллиды генетически тесно связаны между собой. В большинстве местонахождений, где присутствует Au, встречаются интерметаллиды.

Цветные металлы (Cu, Zn, Pb) совершенно по-разному распределены в золотинах. Если Pb присутствует в абсолютном большинстве золотин, то Zn обнаружен только в четырех из 60. Это доли процента, лишь в одном случае 16 %. Cu занимает промежуточное положение, присутствуя в 43 золотинах с обычными содержаниями в доли процента. Но картина резко меняется в интерметаллидах без Au. Так в проявлении «Липецкое городище» меди, как и цинка, десятки процентов.

УТЗ отмечаются в фосфоритах сеноманского яруса, но его содержания в них крайне низкие и за редким исключением не превышает первых мг/т, в отдельных случаях до 0,4 г/т. Максимальные содержания Au в фосфоритах наблюдаются над полями распространения в фундаменте золотоносных углеродисто-фосфоритовых тел тимской свиты PR_{1tm}. Количество фосфатного вещества увеличивается по направлению к центру андезитового вулканизма на севере Тим-Ястребовской структуры. Таким образом, на сеноманской акватории существовали мощные местные эндогенные источники фосфатного вещества, никак не связанные с континентальным сносом. Золотины из сульфидизированных фосфатно-углеродистых толщ тимской свиты нижнего протерозоя по размерам и форме сходны с Au выделенном из сеноманских фосфоритов. Они имеют неправильную пластинчатую и дендритовидную форму размерностью 0,5 x 0,1–0,7 мм, характеризуются высокими содержаниями Hg (3,14–22,7 мас. %) и Te (0,22–6,1 %).

Максимальные концентрации УТЗ отмечаются в пределах участков с повышенной проницаемостью в зонах тектонических нарушений и на геохимических барьерах, представленных глинистыми и ожелезненными породами и фосфоритами. Зоны повышенной проницаемости находятся в районах с тектоническими нарушениями, по которым закладывались речные долины.

Исследование УТЗ показало значительное отличие сделанных находок от традиционного россыпного золота. Анализ генетических особенностей УТЗ ВА уверенно позволяет относить его к эксгальционно-осадочному типу, известному также в других регионах России и Мира. Данные по УТЗ, его связь с эндогенными процессами и приуроченность к зонам тектонических нарушений позволили построить прогнозную карту этого металла на территории ВА. В её пределах выделено 3 минерагенетические зоны перспективные на золото: 1 – Белгородско-Курская, 2 – Липецко-Воронежская, 3 – Тамбовско-Воронежская. В основу выделения положен тектонический принцип. Белгородско-Курская зона развита в пределах мегаблока КМА, Липецко-Воронежская –

Лосевской шовной зоны, Тамбовско-Воронежская – Хоперского мегаблока. На площадях минерагенических зон выделены рудные районы и узлы.

Литература

1. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Ильяш В. В., Божко Е. Н. Золото и редкие минералы в осадочном чехле Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия: Геология. 1996. № 1. С. 133–138.
2. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Ильяш В. В., Окороков В. А. Геохимические особенности и генезис золота осадочного чехла Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия: Геология. 1996. № 2. С. 86–95.
3. Савко А. Д., Шевырев Л. Т., Лоскутов В. В. Эксгалиционно-осадочная металлоносность Воронежской антеклизы – новые горизонты поисков рудных месторождений в осадочном чехле. Ст. 1. Интерметаллиды, локализация, состав // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия: Геология. 1999. № 7. С. 139–154.

А.В. Черешинский

Воронежский госуниверситет, г. Воронеж

АПТСКИЙ ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ КОЛЛЕКТОР ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ХАРАКТЕРИСТИКА, АЛМАЗОНОСНОСТЬ

Образования аптского яруса широко распространены в пределах Воронежской антеклизы (ВА), представлены континентальными и морскими отложениями.

На юге ВА в аптское время существовали континентальные условия, разрез представлен переслаиванием песков и глин, которые формировались в русловых, пойменных и озерно-болотных фациях (криушанская, девицкая и волчинская свиты). Криушанская свита распространена наиболее широко, залегает в основании аптской пачки, представляет собой русловой аллювий. В ее строении преобладают разнотонкозернистые пески с тонкими прослоями глин. Девицкая свита представлена озерно-болотными и пойменными глинистыми фациями. Волчинская свита представлена мелко-тонкозернистыми песками и песчаниками.

На северном склоне ВА в аптское время существовали прибрежно- и мелководно-морские условия, происходило накопление преимущественно мелкозернистых песков, с линзами и прослоями глин (зушская толща).

Из песков аптского возраста выделены минералы-индикаторы кимберлитов (МИК): мелкие алмазы, хромшпинелиды и единичные пиропы.

Мелкие алмазы обнаружены в прибрежно- и мелководно-морских песках и алевритах на северо-восточном склоне ВА (центр и юг Липецкой области). Всего

выделено 5 разрезов: Волчинская россыпь – 320 алмазов, Карьер Андреевка – 42, Кудияровка – 1, Лев Толстой – 7, Захаровка – 1 знак.

Из Волчинской россыпи, в результате опробования 60-70-х годов было получено 241 зерно алмазов размером 0,15–0,25 мм. Среди морфологических форм кристаллов преобладают кубы – 72 %, октаэдры – 13 %, 15 % приходится на другие кристаллографические формы. В результате опробования в 2001–2005 годы выделено 79 зерен. Алмазы в основном представлены октаэдрическими формами, чуть меньшим количеством кубов и кубоидов. В разрезе Андреевка алмазы характеризуются меньшим размером – 0,05–0,25 мм, они представлены преимущественно октаэдрами и кубами, характерны поликристаллические сростки.

В двух разрезах, которые располагаются на севере Липецкой области, выделены единичные знаки пиропов [1]. На диаграмме Н.В. Соболева [2] точки составов данных пиропов попадают в область лерцолитового парагенезиса.

Западнее этих разрезов (граница Курской и Орловской областей) было изучено 18 точек наблюдений, в 12 из них обнаружены МИК. Пиропы обнаружены в двух пробах в количестве 1–3 зерен, по своему химическому составу они попадают в область лерцолитового парагенезиса. Хромшпинелиды выделены из 11 разрезов, их содержание составляет от 1 до 11 зерен. По своему химическому составу они характеризуются умеренным содержанием Cr_2O_3 , которое не превышает 49,5 %.

Максимальное количество МИК выделено на юге Липецкой и севере Воронежской областей, южнее разрезов, в которых обнаружены мелкие алмазы. Всего обнаружено 5 таких местонахождений: Кошкино – 1835 хромшпинелидов, Тульское – 1538, Лебяжье – 1784, Гремячий Колодезь – 763, Дубовец – 7080 из двух проб.

Хромшпинелиды представлены плоскогранными октаэдрами, реже встречаются обломки кристаллов и зерна неправильной формы. На отдельных кристаллах образуются грани ромбододекаэдра в виде полосок на ребрах октаэдра. Выделены хромшпинелиды «мантийного» типа, представленные мирроэдрическими кристаллами и октаэдрами с вицинальными гранями.

Был исследован химический состав 275 хромшпинелидов. На генетической диаграмме Н.В. Соболева [3] для хромшпинелидов из разрезов Кошкино, Тульское, Дубовец наблюдается двойной – перидотитовый и пикритовый тренд (кимберлитовый), 11 знаков попадают в область алмазной ассоциации. На диаграмме Ч. Фипке [4] в координатах $MgO-Cr_2O_3$ для большинства точек составов наблюдается отрицательная корреляция Cr и Mg (перидотитовый тренд), 2 точки составов попадают в поле включений в алмазах.

Для зерен из разреза Гремячий Колодезь на диаграмме Н.В. Соболева наблюдается плохо выраженный двойной – перидотитовый и пикритовый тренд. В область алмазной ассоциации попадают 5 знаков. Для местонахождения Лебяжье наблюдается хорошо выраженный перидотитовый тренд. Около 32 %

проанализированных хромшпинелидов попадают в поле составов алмазной ассоциации. На диаграмме Ч. Фипке для большинства точек составов наблюдается перидотитовый тренд. Из разреза Гремячий Колодезь 2 точки составов находятся в поле включений в алмазах, из местонахождения Лебяжье –11.

Помимо хромшпинелидов в трех местонахождениях обнаружен флогопит в количестве от 1 до 4 знаков на пробу, в нем преобладает истонитовый минал. В одном зерне встречены многочисленные включения зерен хромшпинелида.

Таким образом, аптский промежуточный коллектор в пределах ВА является наиболее перспективным на обнаружение МИК. Геохимические характеристики высокобарических минералов и типы алмазов свидетельствуют о наличии как кимберлитовых, так и лампроитовых их источников [5].

Литература

1. Савко А. Д., Шевырѐв Л. Т., Ильяш В. В. Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. С. 423–433.
2. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., 1964. 217 с.
3. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности // Геология и геофизика. 1971. № 1. С. 70–80.
4. Fipke C. E. Significance of chromite, ilmenite, G5 Mg-almandine garnet, zircon and tourmaline in heavy mineral detection of diamond bearing lamproite // V International Kimberlite Conference, Brazil. Spec. Publ. 1A. 1994. С. 366–381.
5. Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Крайнов А. В. Кимберлиты в истории Земли. Методическое пособие для магистров по специализации «Геологическая съёмка и поиски полезных ископаемых» / Тр. НИИ геологии. Воронежск. ун-та. Вып. 68. 2013. 99 с.

В.В. Чуркина

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ И АБАЛАКСКОЙ СВИТ ПЛОЩАДИ ЕМ-ЕГА

Объектом исследования являются тутлеймская (баженовская) и абалакская свиты, которые представляют собой продуктивные толщи на большой территории Западной Сибири.

Абалакская свита сложена алевритистыми аргиллитами, глинами, глинисто-кремневыми породами с карбонатными горизонтами, фосфатными конкрециями и сидеритом. Породы тутлеймской свиты имеют однородный кремнево-глинисто и кремнево-глинисто-карбонатный состав. В отложениях преобладает биогенный материал - кремневые раковины радиолярий.

На основании данных рентгенофлуоресцентного анализа построены диаграммы литологических модулей $(Fe+Mn)/Ti-1000x(Al_2O_3/SiO_2)$, показывающие гидротермальное воздействие. В поле гидротермальных пород попали единичные образцы IV пачки тутлеймской свиты и I, II пачек абалакской. Другая часть относится к полю осадочных пород со значительной примесью гидротермального материала. Здесь преобладают породы VI пачки.

Проявление гидротермальных процессов в изученных разрезах связаны с изменениями структуры и состава отложений. Рассмотренные измененные образцы несут признаки: 1) структур выщелачивания с формированием вторичной пустотности; 2) метасоматического замещения; 3) формирования наложенной жильной зональной минерализации. Основные литотипы, подвергшиеся выщелачиванию – это изначально пористые и проницаемые отложения, к которым относятся радиоляриты и спонголиты флювиальных генетических типов, изначально отмытые от тонкого материала; сфероагрегатные фосфориты и бактериально-водорослевые доломито-известняки верхней пачки абалакской свиты, многие из которых подверглись субаэральной экспозиции, и в которых прослеживаются участки микрокарста, благодаря чему эти породы стали проницаемыми.

При рассмотрении минеральных ассоциаций гидротермальных флюидов выделяются группы сульфатных, сульфидных минералов и гематита, отвечающих кислотному характеру флюида; и ассоциация карбонатных минералов, фиксирующих его щелочной характер. Щелочной метасоматоз проявлен в виде интенсивной или частичной карбонатизации пород, в виде заполнения субвертикальных и субгоризонтальных трещин. Баженовская свита характеризуется наличием сульфатных минералов, также в виде частичного выполнения субвертикальных трещин и в виде рассеянных минералов – в образцах РЭМ зафиксированы пластинчатые кристаллы барита и баритокальцита. По данным анализа XRF выделяются Ba-аномалии, максимально проявленные в породах V пачки баженовской свиты.

Жильная минерализация показывает завершающий процесс с последовательным отложением вынесенных растворенных минеральных фаз. Указывает не только на определенный химический состав циркулирующего раствора, но является свидетельством его эволюции. От зальбандов к центру трещинного пространства прослеживается: крустификационный доломит/кальцит (часто нескольких генераций) – спаритовый тонко-мелко-среднекристаллический кальцит – монокристаллический идиоморфный кварц.

В бассейне породообразования фиксируется этап гидротермальной проработки пород на стадии катагенеза. Каналами миграции флюидов в осадочном разрезе выступали зоны разломов и трещиноватости. Далее под влиянием давлений флюид отжимался в наиболее пористые слои и приобретал субпластовое направление движения.

Результатом этого движения были формирование коллекторов и вторичная метасоматическая минерализация.

Экспериментальное моделирование основных типов рудных формаций позволило выявить благоприятные условия образования определенных минеральных ассоциаций в ходе метасоматического замещения карбонатных пород. Эксперимент показал, что образование баритовой минерализации происходит при температуре 150–300 °С. Сфалериты, например, генерируются с участием кислых растворов с сульфидом цинка при температурах >200 °С [1]. Палеотемпературы кристаллизации карбонатных минералов гидротермального генезиса по данным изотопного анализа варьируют в достаточно широких пределах: от 80–85 до 195 °С.

Таким образом, на изучаемой территории выделяется два разных типа флюидов (кислотный и щелочной) с разными температурами. Распределение гидротермально-измененных пород носит пятнистый характер. Поля гидротермального выщелачивания относятся преимущественно к карбонатным, фосфатным прослоям и радиоляритам, а поля гидротермальной минерализации – к глинисто-кремневым разностям. Благодаря тому, что и кислотный и щелочной состав флюидов проявляется в разных литотипах в виде выщелачивания и в виде метасоматоза, на исследованной территории флюиды играют важную роль в формировании ФЕС коллекторов – как положительную (выщелачивание), так и отрицательную (метасоматоз – преимущественно карбонатизация).

Литература

1. Кунц А.Ф. Гидротермально-метасоматическое рудообразование в карбонатных породах (экспериментальные модели и их приложения). Екатеринбург. УрО РАН. 2002. с. 344.

А.Е. Шохин¹, Е.А. Жуковская²

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург

²ООО «Газпромнефть НТЦ»

МЕТОДЫ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ФАЦИЙ ПЕСЧАНИКОВ НА ОСНОВЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В настоящее время в коммерческих программных продуктах по геологическому моделированию набор функциональных возможностей для распознавания обстановок седиментации ограничен, обычно, если отсутствуют результаты фациального анализа профильных специалистов, такие работы выполняются вручную. В любом случае, отсутствуют разработанные четкие критерии для выделения фаций, следовательно, результат существенно зависит от квалификации и субъективного мнения геолога. В связи с этим, важным направлением исследований является автоматизация сбора, унификация и интерпретации геологической информации. В данной работе

рассматриваются перспективы и ограничения использования базовых методов машинного обучения [1] на примере использования данных петрографического анализа шлифов для фациального анализа.

Объект исследования - пласты Ач₁₅₋₁₉ ачимовской толщи, расположенного на севере Западной Сибири в Надым-Пурской НГО нефтегазового месторождения. По результатам седиментологических исследований в разрезе ачимовской толщи выделено 6 фаций, отвечающих накоплению осадков в обстановке глубоководных конусов выноса: проксимальная, средняя и дистальная части лопасти, питающий канал, проксимальный прирусловой вал, подводный канал промоины.

При фациальном анализе используется весь набор доступных данных. Для ачимовских отложений не установлено явной дифференциации осадка разных фаций по размерности, окатанности и сортировке зерен. Основопологающим при определении фаций ачимовских отложений является анализ текстур и последовательности смены породно-слоевых ассоциаций по разрезу.

Несмотря на это был использован метод машинного обучения для диагностики фаций глубоководных конусов выноса.

При работе алгоритмов машинного обучения наиболее важной стадией является подготовка и анализ исходных данных. Фактический материал, на который опирается данная работа, был представлен данными петрографического анализа 102 шлифов. Для каждого шлифа петрографами было определено 207 характеристик, как в численном, так и в текстовом формате. После анализа и обработки, в работу было взято 77 параметров, наиболее важных с позиции фациального анализа. Категориальные (текстовые) значения характеристик и значения фаций были предварительно закодированы для корректной обработки компьютером.

Для решения задачи классификации было использовано два метода машинного обучения: Метод k ближайших соседей, метод деревьев решений. Существуют два основных подхода к машинному обучению – «с учителем» и «без учителя». При обучении «с учителем» модель строится на заранее размеченном наборе данных – обучающей выборке. В подходе «без учителя» модель самостоятельно пытается извлечь зависимости из данных. Для оценки применимости к петрографическим данным каждого из вышеуказанных подходов к исходным данным был использован алгоритм стохастического вложения соседей с t-распределением (t-sne). Изначально каждый объект (шлиф) характеризовался 77 признаками, и визуализация была возможно только в многомерном пространстве. Алгоритм t-sne [2] позволяет свернуть многомерное пространство в двумерное (рис.).

Можно заметить, что после свертки данных четко обособляется два кластера, которые соответствуют двум группам фаций, различающихся по степени преобразования вторичными процессами. Очевидно, что алгоритмы машинного обучения по петрографическим характеристикам «без учителя» смогут уверенно

выделить только эти две группы фаций. Таким образом, необходимо использовать машинное обучение «с учителем». Выборка была разбита в соотношении 70:30 случайным образом. Результаты, полученные после обучения модели представлены в таблице 1.

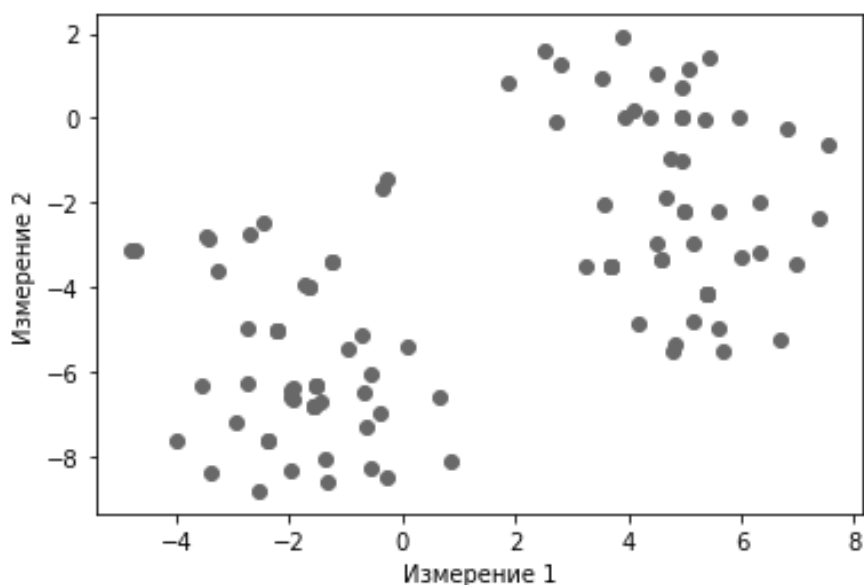


Рисунок. Исходные петрографические данные после преобразования t-sne.

Таблица

Результаты машинного обучения

Метод машинного обучения	Оценка правильности	
	обучающий набор	тестовый набор
Дерево решений	0.901	0.676
Метод ближайших соседей	0.52	0.53

По результатам выполненной оценки можно сделать вывод о большом потенциале машинного обучения при генетической интерпретации петрографических данных и выделении фаций. Однако, только данных петрографического анализа явно недостаточно.

Литература:

1. Хасанов М.М. и др. Автоматизация литолого-фациального анализа на основе спектральной теории // Нефтяное хозяйство. 2016. Т.1, №12. С. 48–51.
2. Становов В.В. и др. Снижение размерности данных нейросетевым подходом с использованием метода визуализации T-SNE // Решетневские чтения. СибГУ. 2016. Т.1, №1. С.85–87.

Т.А. Янина, В.М. Сорокин

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

СИСТЕМА ПОНТО-КАСПИЙ-СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ В ПОСЛЕДнюю ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ. КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ.

Каспий, Понт и Средиземноморье – это система отличающихся природными особенностями и историей развития внутриконтинентальных водоемов. Их эволюция в последнюю ледниковую эпоху (МИС 4 – МИС 2) отражает глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику, а также трансгрессивно-регрессивные события в Мировом океане. В валдайскую ледниковую эпоху реконструированы крупные этапы в развитии бассейнов: в Каспии – ательская регрессия и стадильная хвалынская трансгрессия; в Черноморской области – посткарангатская регрессия, сурожская трансгрессия и новозвксинский трансгрессивно-регрессивный этап; в Средиземном море – гримальдийский регрессивный бассейн с неустойчивым уровнем и начальная стадия верзильской трансгрессии. Основой для реконструкции событий в Понто-Каспии и Средиземноморье (Системы) и их корреляции послужили биостратиграфические и событийные схемы, выполненные авторами в результате анализа обширного аналитического материала [1–4].

В ледниковую эпоху (МИС 4) все бассейны природной Системы находились в регрессивном состоянии: римская регрессия в Средиземноморье, посткарангатская – в Понте и ательская регрессия в Каспии. В котловинах Мраморного, Черного морей и Каспия существовали озерные бассейны, на месте Азовского моря простиралась аллювиальная равнина пра-Дона, все проливы не функционировали. Морские бассейны, связанные с Мировым океаном, регрессировали вслед за ним (ледниковая регрессия). Регрессия в Каспии была вызвана отрицательным водным балансом в условиях ледникового климата.

В первую половину межстадиального потепления (МИС 3) в Средиземном море начался подъем уровня вслед за подъемом уровня океана. Проливы были закрыты. В котловинах Мраморного, Черного морей и Каспия продолжали существовать озерные бассейны. Во вторую половину межстадиального потепления (МИС 3) в Средиземном море поднятие уровня продолжилось. Пролив Дарданеллы был закрыт. В Мраморном море существовал озерный режим, хотя уровень бассейна поднялся из-за увеличения приходной составляющей водного баланса. По этой же причине в Понте посткарангатскую регрессию сменила небольшая сурожская трансгрессия с отрицательными отметками уровня. Высказано предположение о стоке ее вод в Мраморное море. Стока средиземноморских вод ни в Мраморное море, ни в Понт не было. В Каспии получила развитие первая стадия хвалынской трансгрессии. Манычский пролив был закрыт. Морская трансгрессия в Средиземном море, связанном проливом с

Океаном, была вызвана межстадиальным поднятием уровня последнего. Уровень моря не достиг порога Дарданеллы.

В ледниковую эпоху (МИС 2) все бассейны Системы регрессировали. В условиях последнего ледникового максимума (LGM) вслед за глубокой ледниковой регрессией Мирового океана регрессировало Средиземное море (гримальдийская регрессия). В изолированных бассейнах Мраморного моря, Понта и Каспия холодные сухие условия LGM привели к значительному снижению их уровня: гримальдийская, новоэвксинская и эльтонская (?) регрессии.

Эпоха деградации оледенения привела к разномасштабному подъему уровня во всех бассейнах. Средиземное море было тесно связано в своем развитии с Мировым океаном, оно постепенно трансгрессировало. В Каспии развивалась «великая» хвалынская трансгрессия, причиной которой было резкое увеличение приходной составляющей этого озерного бассейна. Одной из причин достижения хвалынской трансгрессией столь высокого уровня был высокий порог Маныча. После его преодоления хвалынские воды устремились в новоэвксинский озерный бассейн Понта. Установлено два этапа сброса хвалынских вод, отвечающих стадиям трансгрессии с уровнем 45–50 м (начальные фазы потепления) и 22–20 м (потепление беллинг). Уровненное состояние Понта и Мраморного моря во многом определялось влиянием Каспия и Средиземного моря. Влияния на нововксинский бассейн Понта со стороны Средиземного моря вплоть до голоцена не было. Но он дважды испытал влияние Каспия из-за открытия хвалынского пролива в Маныче. Результатом этого влияния стало повышение уровня новоэвксинского бассейна. Низкий порог пролива Босфор превратил новоэвксинское озеро в проточное: в него сбрасывались воды хвалынского бассейна Каспия, при превышении порога стока пролива Босфор происходил сброс вод из новоэвксинского бассейна в озерный водоем, расположенный в Мраморном море. Предполагается их проникновение через пролив Дарданеллы в восточную часть Средиземного (гримальдийского) моря. Образовалась система сточных озер: хвалынский бассейн Каспия – новоэвксинский бассейн Понта – гримальдийский бассейн Средиземноморья.

В условиях продолжающейся дегляциации при достижении трансгрессирующим Средиземным морем уровня порога Дарданеллы открылся пролив, морские воды стали поступать в Мраморное море, превращая его постепенно в морской бассейн. К завершению позднего плейстоцена в позднем дриасе отмечался еще один эпизод сброса новоэвксинских вод в Мраморноморский бассейн. В начале голоцена морской режим стал устойчивым. Уровень достиг порога Босфора и морские воды стали заполнять новоэвксинский бассейн Понта, постепенно превращая его в современные моря. В Каспии холодные сухие условия позднего дриаса привели к снижению уровня хвалынского бассейна. В условиях резкого потепления его сменил трансгрессивный подъем.

Завершилась хвалынская эпоха развития Каспия мангышлакской регрессией в условиях континентализации климата в бореальный период голоцена.

Работа выполнена по проекту РФФИ (проект № 20-39-70020).

Литература

1. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М:РАСХН, 1998. 288 с.
2. Сорокин В.М. Корреляция верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 96–112.
3. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: изд-во Моск. Ун-та, 2012. 264 с.
4. Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. Vol. 465, no. Part A. P. 130–141.

Е.П. Янин

ГЕОХИ РАН, г. Москва

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА РУСЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ РЕК В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА

Гранулометрический состав является важной характеристикой аллювиальных русловых отложений, поскольку определяет многие их физические и химические свойства, минералогические и геохимические особенности, а также активность участия в русловых процессах.

В природных (фоновых) условиях русловой аллювий малых равнинных рек обычно представляет собой преимущественно разнозернистый (чаще средне- и мелкозернистый) песок с включениями гравия и гальки и малым содержанием алевритовых и глинистых фракций и характеризуется относительно неплохой сортировкой слагающих его частиц [1]. Основные морфометрические характеристики и показатели фонового аллювия (медианный диаметр, средний арифметический диаметр, коэффициенты сортировки, асимметрии и глинистости) близки зональным значениям, свойственным данному природному региону.

В зонах техногенного загрязнения в руслах малых рек формируются отложения, представляющие собой (с точки зрения гранулометрии) песчанистые или мелкоалевритовые (иногда крупноалевритовые) илы, отличающиеся плохой сортировкой слагающих их частиц [2]. Доля песчаных фракций в техногенных илах снижается до 40–60 % (в фоновом аллювии 80% и больше), алевритовых – увеличивается до 25–50 % (в фоновом аллювии – меньше 20 %), глинистых – до 8–26 % (в фоновом

аллювии обычно 0,6–3%). Своими основными морфометрическими характеристиками и показателями (медианный диаметр, средний арифметический диаметр, коэффициенты сортировки, асимметрии и глинистости) техногенные илы резко отличаются от фонового руслового аллювия. Если средний (медианный) размер частиц фонового аллювия изменяется, как правило, в пределах 0,1–0,2 мм, то средний (медианный) размер частиц, слагающих техногенные илы, составляет 0,015–0,078 мм.

Характерной особенностью гранулометрического состава техногенных илов является резкое увеличение количества частиц, отвечающих размерности физической глины, – до 10–31 % (против 1–3,5 % в фоновом аллювии), что во многом определяет важнейшие физические свойства илов (их пластичность, липкость, связность, способность удерживать влагу и химические вещества), а также позволяет по содержанию тонких частиц (особенно физической глины) достаточно четко оконтурить зону техногенного загрязнения в водотоках (рис.).

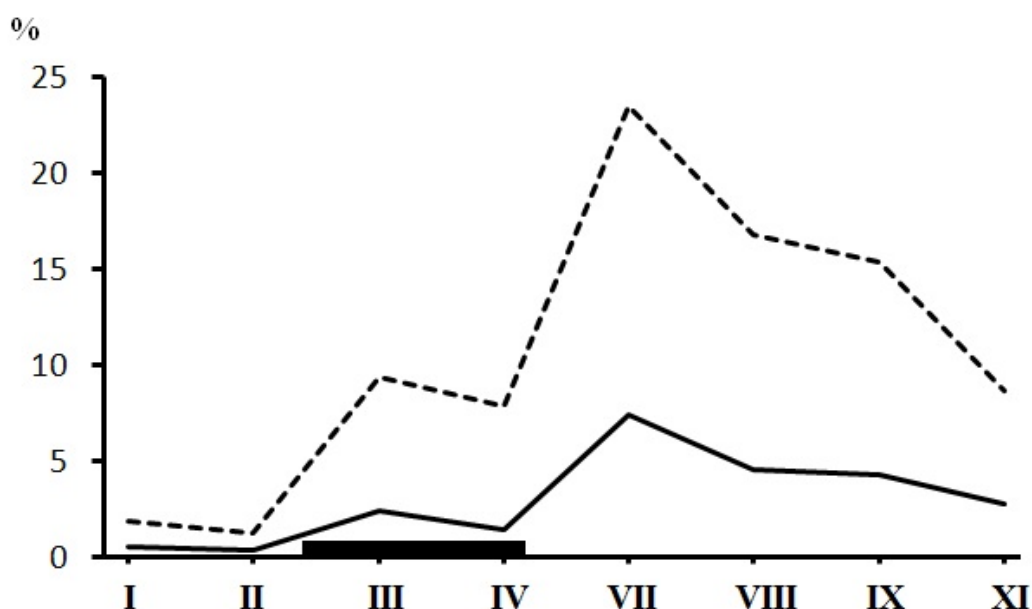


Рисунок. Распределение физической глины (пунктир) и фракции глины (сплошная линия) в русловых отложениях р. Пахры в зоне влияния г. Подольска. I–XI – участки отбора проб русловых отложений; темным прямоугольником показана промышленно-урбанизированная территория.

Гранулометрический состав техногенных илов во многом отражает особенности состава осадков сточных вод, образующихся на городских очистных сооружениях, – основном источнике поступления техногенного осадочного материала (в составе сбрасываемых стоков) в реки городских и промышленно-урбанизированных районов. По мере удаления от источника загрязнения в техногенных илах отмечается общее снижение содержания тонких фракций (глины и физической глины) и обогащение

нижних слоев (в сравнении с верхними) песчаными и обеднение глинистыми и алевритовыми частицами, что является в основном следствием дифференциации транспортируемого водным потоком осадочного материала, его переотложения, более активным вовлечением в русловой перенос тонких фракций наносов.

Фоновый русловой аллювий, с инженерно-геологической точки зрения, относится к так называемым несвязанным грунтам. Техногенные речные илы, мощность которых изменяется от 0,2–0,5 м до 2 м и более, в большинстве случаев представляют собой связанные грунты. Отличаясь высоким количеством илисто-глинистых частиц (особенно физической глины) и органических веществ (прежде всего, техногенного происхождения), они обладают повышенной устойчивостью к размыву, формируют различные формы руслового рельефа и тем самым влияют на ход руслового процесса и динамику речного русла.

Литература

1. Янин Е.П. Русловые отложения равнинных рек (геохимические особенности условий формирования и состава). М.: ИМГРЭ, 2002. 139 с.
2. Янин Е.П. Техногенные речные илы (условия формирования, вещественный состав, геохимические особенности). М.: НП «АРСО», 2018. 415 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Программа научных чтений «Экзолит-2021»	3
Вступительное слово Оргкомитета «Экзолит-2021»	
<i>Ростовцева Ю.В.</i>	
О концепции развития литологических исследований в последней редакции	8
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. Обзор проблем и задач литологических исследований	
<i>Антошкина А.И.</i>	
Современные проблемы и задачи карбонатной седиментологии	11
<i>Беленицкая Г.А.</i>	
Участие восходящих инъекционных разгрузок в осадочных процессах	14
<i>Бойко Н.И.</i>	
О роли рифогенных образований в развитии морского галогенеза	16
<i>Гончаренко О.П., Московский Г.А., Шелепов Д.А.</i>	
Постседиментационные процессы в галогенных отложениях, их роль в формировании полезных ископаемых в солях, надсолевых и подсолевых отложениях	19
<i>Дронов А.В.</i>	
Биогенные седиментационные структуры и текстуры в осадочной геологии	22
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i>	
Литогенез, сопряженный с тектоно-гидротермальной активизацией – основа формирования промышленных скоплений углеводородов	25
<i>Кузнецов В.Г.</i>	
Изучение соотношения эволюции жизни и осадочного процесса как одно из направлений развития литологии	27
<i>Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.</i>	
Карбонатные микробиолиты – морфология, состав, механизмы и обстановки образования	32
<i>Лебедев М.В.</i>	
О смысле понятия «генетическая взаимосвязанная последовательность отложений» и его использовании в геологии осадочных образований	34
<i>Левитан М.А.</i>	
Плейстоценовые потоки осадочного вещества в Мировом океане	37
<i>Максимова Е.Н., Тугарова М.А.</i>	
Комплексные учебные курсы в периметре компании ПАО «Газпромнефть»	39
<i>Мальшева Е.О., Карнюшина Е.Е.</i>	
Секвенсная стратиграфия и фации осадочных бассейнов «клиноформенного строения»	40

Немова В.Д.

Техноморфизм, как часть техногенеза: теория и проблематика исследований 43

Попков В.И.

Некоторые принципиальные вопросы литологии фундамента молодых платформ 49

Савко А.Д.

Фациальный и стадиальный анализы – основные методы литологии при поисках полезных ископаемых (на примере аптских отложений Воронежской антеклизы) 51

Седаева К.М.

Структурно-вещественная типизация фосфоритов 54

Сорокин В.М., Янина Т.А., Лукша В.Л., Ткач Н.Т.

Проблемы корреляции верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей 57

Тесакова Е.М.

Комплексное использование бентосных фораминифер и остракод в методе морфогрупп 58

Тугарова М.А.

Стадиальные процессы в карбонатных породах нефтегазоносных комплексов 61

Шарданова Т.А., Жемчугова В.А.

Литолого-фациальный анализ и секвентная стратиграфия 63

Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Рыжкова С.В.

Типы разрезов баженовской свиты юго-востока Западной Сибири 66

Янина Т.А., Бердникова А.А., Сорокин В.М.

Антропоцен Каспия 68

ЧАСТЬ ВТОРАЯ. Результаты исследований

Агафонова Г.В., А.В. Туров А.В., А.О. Андрухович А.О.:

Строение седиментационных циклитов в титонских отложениях юго-западного Крыма (р. Тонас) 71

Бердникова А.А.

Ограничения использования изотопно-кислородного метода в качестве палеотермометра в Каспийском море 73

Болиховская Н.С.

Климатостратиграфия и ландшафтно-климатические условия образования лессово-почвенной толщи разреза Отказное (Восточное Предкавказье) 76

<i>Болиховская Н.С.</i>	
Основные этапы образования лессово-почвенной толщи разреза Стрелица (Окско-Донская лессовая область)	78
<i>Бояршинова М.Г., Девятка Н.П.</i>	
Особенности развития южной части Южно-Татарского свода в фаменское время	81
<i>Ваганова А.А., Некипелов Д.В.</i>	
Обстановки осадконакопления в раннеюрское время в южной части Шеркалинского мегапрогиба	83
<i>Вахнин М.Г.</i>	
Роль флюидоупоров при формировании месторождений нефти и газа на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции	86
<i>Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Судакова Н.Г.</i>	
Геологическое строение и палеогеография плейстоцена Среднего Дона	88
<i>Голованова О.В.</i>	
Специфика неоднородности кремненакопления абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу)	91
<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i>	
О строении горы Куштау (Башкирское Приуралье)	93
<i>Громов П.А., Борисенков К.В.</i>	
Обстановка осадконакопления нижнекембрийских турбидитов северо-западного Таймыра	96
<i>Дернова Е.О., Стукалова И.Е., Исаходжаев Ф.Б.</i>	
Особенности структуры порового пространства углей разных марок	98
<i>Елишева О.В.</i>	
Влияние вторичного минералообразования ачимовских резервуаров усть-балыкской свиты Немчиновской группы месторождений на емкостные свойства их коллекторов	100
<i>Звонарев А.Е.</i>	
Песчаные породы меловой и палеогеновой систем ЦЧР - альтернативный источник титан-циркониевого сырья	103
<i>Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.</i>	
О постмагматических и гипергенных изменениях кимберлитов	105
<i>Ивановская Т.А., Зайцева Т.С.</i>	
Терригенные разновидности зерен глауконит-иллитового ряда в маастахской свите нижнего венда Оленекского поднятия	108

Илаева А.А., Хузина А.Ф., Королёв А.Э.

Постседиментационные преобразования нефтяных терригенных коллекторов верейского горизонта Мелекесской впадины 110

Капустина Ю.С.

Виртуальные модели обнажений горных пород как инструмент для лучшего понимания геологии недр 113

Карнюшина Е.Е., Юрченко А.Ю.

Условия природной карбонатизации отложений верхнего валанжина Уренгойского месторождения 115

Карпова Е.В.

Минерально-структурные ассоциации гидротермальных флюидов в породах баженовско-абалакского комплекса Красноленинского свода 117

Киселева Д.В., Гайнанова А.Р., Шиловский О.П., Хасанов Р.Р.

Распределение микроэлементов в костной ткани пермских тетрапод 120

Крайнов А.В.

Вскрышные породы Латненского месторождения. Возможности применения 122

Кудаманов А.И., Карих Т.М.

Влияние вулканических процессов на формирование аноксидных эпизодов в позднем мелу Западной Сибири 124

Леонова Л.В., Галеев А.А., Королёв Э.А.

Конкреции из разных седиментационных обстановок как микробиальные объекты 126

Максимова Е.Н., Чертина К.Н., Вилесов А.П.

Изолированные рифы и карбонатные банки позднеосинской внутришельфовой впадины (нижний кембрий Сибирской платформы) 129

Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т., Лобачева Д.М.

Этапы осадконакопления и литофациальное строение хвалынских отложений Северного Прикаспия 131

Маленкина С.Ю.

Литолого-фациальная характеристика нижнемеловых свит различных частей Москвы и окрестностей 133

Маленкина С.Ю.

Породы осадочного происхождения в облицовке Главного здания МГУ 135

Муллакаев А.И., Ормонов С.А., Хасанов Р.Р.

Морфология обломочной компоненты шешминских битумонасыщенных песчаников 137

Найдина О.Д., Ричердс К.

Распространение осадков акчагыльского моря как отражение изменений климата на севере Кавказско-Каспийского региона 139

Никулин И.И.

Рифейская красноцветная формация северо-западного обрамления Сибирской платформы 141

Никулин И.И., Пономарев О.Б.

Распространение карналлита в отложениях кунгурского яруса на юго-восточном склоне Воронежской антеклизе 144

Нойкин М.В., Морозов В.П.

Органическое вещество и типы керогена доманиковых горных пород 147

Носкова Е.С., Агафонова Г.В.

Тектониты в составе чингасанской серии Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж) 149

Овчинникова М.Ю., Савко К.А., Кузнецов А.Б.

Литология и стратиграфия роговской свиты палеопротерозоя Курского блока Восточной Сарматии 151

Павленко К.В., Татаринцева А.А., Титов Ю.В., Сазонова Т.В.

Обстановки осадконакопления и особенности строения верхнеюрских отложений Толумского месторождения 153

Пинчук Т.Н., Волкова В.В.

Палеофации средне-верхнеюрских отложений Восточно-Кубанской впадины 155

Полякова Е.И.

Микропалеонтологические индикаторы ледово-морского осадконакопления в Арктике 157

Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.

Каменноугольный вулканогенно-осадочный комплекс п-ова Бузачи 159

Попова Е.А.

Индикация активности палеотечений в желобе Франц-Виктория (Колонка АТ19-22GS) 162

Рахимова Е.В., Агафонова Г.В., Гутман И.С.

Детальная корреляция и строение ниже-среднекаменноугольных отложений юго-западного борта Бузулукской впадины 164

Рясной А.А.

Песчаники среднего ордовика – потенциальные коллекторы нефти и газа в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы 166

Свиточ А.А., Янина Т.А.

Урунджикский горизонт и его положение в стратиграфической схеме неоплейстоцена Каспия 168

Соломон М.В., Гончаренко О.П.

Калийный седиментогенез и постседиментационные преобразования солей в пермском солеродном бассейне западного и северо-западного обрамления Прикаспийской впадины 170

Таратунина Н.А., Кривошапкин А.И., Курбанов Р.Н.

К проблеме влияния генезиса отложений на ОСЛ-возраст (на примере разреза Оби-Рахмат, Узбекистан) 172

Титов Ю.В., Астаркин С.В., Галимова Г.М., Гудушкина О.В.

Вещественный состав и условия осадконакопления нижнемеловых отложений Пякяхино-Хальмерпаютинский вала 174

Тюнин Н.А., Мысливец В.И.

Позднеледниковый морфолитоогенез северо-восточной части Черноморской котловины 176

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

Сравнительный анализ доманикитов Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины 179

Храмцова А.В.

Литолого-фациальный анализ отложений сортымской свиты севера Западной Сибири 180

Черешинский А.В., Шевырев Л.Т., Савко А.Д.

Ультратонкое золото в породах осадочного чехла Воронежской антеклизы ... 183

Черешинский А.В.

Аптский промежуточный коллектор Воронежской антеклизы: распространение, характеристика, алмазоносность 185

Чуркина В.В.

Гидротермальные процессы в породах баженовской и абалакской свит площади Ем-Ега 187

Шохин А.Е., Жуковская Е.А.

Методы машинного обучения для диагностики фаций песчаников на основе петрографических данных 189

Янина Т.А., Сорокин В.М.

Система Понто-Каспий-Средиземноморье в последнюю ледниковую эпоху. Корреляция отложений и событий 192

Янин Е.П.

Об изменении гранулометрического состава русловых отложений малых рек в зоне влияния техногенеза	194
---	-----

Научное издание
ЭКЗОЛИТ – 2021
Актуальные проблемы литологии: задачи и решения
Годичное собрание (научные чтения)
Москва, 25–26 мая 2021 г.
Сборник научных материалов

Издательство «МАКС Пресс»
Главный редактор: *Е. М. Бугачева*

Отпечатано с готового оригинал-макета
Подписано в печать 17.05.2021 г.
Формат 60х90 1/8. Усл. печ. л. 25,5.
Тираж 100 экз. Заказ 80.

Издательство ООО «МАКС Пресс»
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ имени М.В. Ломоносова,
2-й учебный корпус, 527 к.
Тел. 8 495 939-3890/93. Тел./Факс 8 495 939-3891.

Отпечатано в полном соответствии с качеством
предоставленных материалов в ООО «Фотоэксперт»
115201, г. Москва, ул. Котляковская, д.3, стр. 13.