

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



ЭКЗОЛИТ – 2022

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Сборник научных материалов





*90-летию со дня рождения
Марины Николаевны Щербаковой
посвящается!*



*Кто создан из камня, кто создан из глины, –
А я серебрюсь и сверкаю!
Мне дело – измена, мне имя – Марина,
Я – брeнная пена морская.*

*Кто создан из глины, кто создан из плоти, –
Тем гроб и надгробные плиты...
– В купели морской крещена – и в полете
Своем – непрестанно разбита!*

*Сквозь каждое сердце, сквозь каждые сети
Пробьется мое своеволие.
Меня – видишь кудри беспутные эти?
– Земною не сделаешь солью.*

*Дробясь о гранитные ваши колена,
Я с каждой волной – воскресаю!
Да здравствует пена – веселая пена –
Высокая пена морская!*

Марина Цветаева

**Марина Николаевна Щербакова
(10.02.1932 – 24.03.2021)**

*Геологам (литологам) – шестидесятникам посвящается!
«А путь и далек и долог, и нельзя повернуть назад!»*



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

ЭКЗОЛИТ – 2022

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ (научные чтения)
СЕКЦИИ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ МОИП
И КАФЕДРЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ
И МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ
МГУ имени М. В. ЛОМОНОСОВА,

*посвященные 90-летию со дня рождения
Марины Николаевны Щербаковой
и геологам (литологам)-шестидесятникам*

Москва, 15–16 июня 2022 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией Ю.В. Ростовцевой



МОСКВА – 2022



Организационный комитет:

Председатель: *Ю. В. Ростовцева*

Члены: *К. М. Седаева, В. М. Сорокин, Т. А. Шарданова, Е. В. Карнова, А. В. Краснова*

- Экзолит – 2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия.**
Э36 Годи́чное собра́ние (научные чтения). Москва, 15–16 июня 2022 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, 2022. – 172 с.
ISBN 978-5-317-06808-0
<https://doi.org/10.29003/m3021.exolith-2022>

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ-2022», проводимых по тематике «Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия» в 2022 году, посвященным 90-летию со дня рождения Марины Николаевны Щербаковой и геологам (литологам)-шестидесятиникам. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся исследований осадочных образований различного генезиса и возраста, имеющих как научное фундаментальное, так и прикладное значение.

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

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

УДК 55
ББК 26.3

- Exolith – 2022. Lithology of the Phanerozoic and the Precambrian sedimentary complexes.** Annual meeting (scientific readings) dedicated to the 90-th anniversary of the birth of PhD Marina Nikolaevna Shcherbakova and geologists (lithologists) of the sixties, Moscow, June 15–16, 2022 : collection of scientific materials. – Moscow : MAKS Press, 2022. – 172 p.
ISBN 978-5-317-06808-0
<https://doi.org/10.29003/m3021.exolith-2022>

The collection contains materials of the reports of the scientific readings «Exolith – 2022», held on the subject «Lithology of the Phanerozoic and the Precambrian sedimentary complexes» and dedicated to the 90-th anniversary of the birth of PhD Marina N. Shcherbakova and geologists (lithologists) of the sixties. 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 complexes, recent lithological research, methods for studying sedimentary rocks, 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-2022**

Аудитория Геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова
(общий сбор около аудитории 611)

15 июня 2022 г.

Регистрация участников научных чтений, начало в 9.30

Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)

10.00–10.20

Вступительное слово Оргкомитета. Марина Николаевна Щербакова: ученый и педагог.

10.20–10.40

Янина Т.А., Сорокин В.М. Гирканский трансгрессивный этап в истории Каспия и его отражение в осадочной толще.

10.40–11.00

Левитан М.А. Новая версия современной фациальной структуры Белого моря.

11.00–11.20

Савко А.Д., Овчинникова М.Ю. Эволюционные аспекты бокситонакопления в фанерозое.

11.20–11.40

Ахманов Г.Г. Про ординарность грязевого вулканизма.

11.40–12.00

Карпова Е.В. Генезис пустотного пространства в терригенных коллекторах юрско-меловых отложений западной части Гыданского полуострова.

12.20–12.40

Немова В.Д. «Новый» тип разреза верхнеюрских отложений во Фроловской мегавпадине Западной Сибири.

12.40–13.00

Эдер В.Г., Дзюба О.С., Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г. О смене типов биогенной седиментации в центральной части Западно-Сибирского бассейна в начале мела.

13.00–14.00 Перерыв

Вечернее заседание

14.00–14.20

Шайхутдинова Г.Х., Гибадуллина Е.В., Мирхашимов А.Н. Исследование пород баженовской свиты на примере месторождений Когалымского региона с целью изучения их коллекторских свойств.

14.20–14.40

Постникова О.В., Жегалло Е.В., Кулагина Н.К. Роль цианобактериальных биоценозов в минералообразовании и формировании осадочных толщ.

14.40–15.00

Глушанкова Н.И., Маркова А.К. Геологическое строение, состав и условия формирования новейших отложений в нижнем Прикамье.

15.00–15.20

Бердникова А.А., Зенина М.А., Макшаев Р.Р., Штыркова Е.И., Янина Т.А. Новые данные о развитии шельфа Северного Каспия в голоцене по материалам изучения структуры Рыбачья.

15.20–15.40

Семиколенных Д.В., Янина Т.А., Курбанов Р.Н. Опорный разрез хвалынских отложений Маныча «Остров Левый».

15.40–16.00

Найдина О.Д. Послеледниковые осадки и условия арктического шельфа Сибири.

16.00–16.20

Рахимова Е.В., Агафонова Г.В., Гутман И.С. Отложения веневского горизонта визейского яруса юго-востока Самарской области.

16.20–16.40

Постникова О.В., Лошкарева В.А. Цианобактериальные палеоценозы щелочных бассейнов венда Непско-Ботуобинской антеклизы.

16.40–17.00

Кузнецов А.С., Зуева О.А. Минералогические характеристики и текстурные особенности пород-коллекторов нижнеберезовской подсвиты Медвежьего мегавала.

17.00–17.20

Шилкова П.Д., Приймак К.В., Трои Е.А. Морфометрическая характеристика пустотного пространства пород-коллекторов отложений нижнеберезовской подсвиты Надым-Пур-Тазовского региона.

17.20–17.40

Казимиров Е.Т., Нуриахметов Р.Р. Литолого-петрофизическая характеристика фаменских известняков Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

17.40–18.00

Стукалова И.Е., Журавлев А.Н. Новые данные о проявлениях бурых углей на севере Енисей-Хатангского прогиба.

Обсуждение материалов докладов

Закрытие очной сессии научных чтений

16 июня 2021 г.**Утреннее заседание (очно и дистанционно по Zoom)**

10.00–10.20

Голованова О.В. Особенности интерпретации изотопно-геохимических данных по мелководным фациям раннемелового времени (Центральный Дагестан, разрез «Гуниб»).

10.20–10.40

Черешинский А.В. Полезные ископаемые и литологический состав миоцена Среднерусской возвышенности.

10.40–11.00

Храмцова А.В., Лебедев М.В., Васильев В.Е., Бабурин А.Н., Дубровина Л.А., Розбаева Г.Л. Секвенс-стратиграфическая модель как основа изучения фациальной структуры клиноформного неокома севера Западной Сибири.

11.00–11.20

Титов Ю.В., Астаркин С.В., Павленко К.В., Хазеева О.Е. Литология и условия образования нижнемеловых отложений сортымской свиты Пякхино-Хальмерпаютинского вала Большехетской впадины.

11.20–11.40

Кутукова Н.М. Применение геологической модели для сопровождения бурения горизонтальных скважин.

11.40–12.00

Захарова Н.С., Морозов В.П., Хаюшкин А.С., Ескин А.А., Кольчугин А.Н. Сравнительный анализ седиментационных и постседиментационных изменений горючих сланцев волжского бассейна и доманикитов Волго-Уральского региона.

12.20–12.40

Хаюшкин А.С., Морозов В.П., Андрушкевич О.Ю., Кольчугин А.Н., Николаев А.Г., Захарова Н.С. Флюидные включения в кальцитовых прожилках доманиковых отложений Волго-Уральской НПП.

12.40–13.00

Муллагаев А.И., Ормонов С.А., Хасанов Р.Р. Восстановление условий переноса и седиментации пермских битумонасыщенных песчаников по данным гранулометрического анализа.

13.00–13.20

Галимова Г.М., Астаркин С.В., Гибадуллина Е.В., Татаринцева А.А. Связь литологических данных с обстановками осадконакопления верхнебатских отложений Когалымского региона (Западная Сибирь).

13.20–13.40

Горожанин В.М., Сагдеева Н.С., Горожанина Е.Н. Генезис карбонатных брекчий в фаменских отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия.

13.40–14.00

Крайнов А.В., Савко А.Д. Этапы каолинитонакопления в фанерозе Воронежской антеклизы.

14.00–14.20

Милаш А.В. Литология и фации воробьевских отложений Воронежской антеклизы.

14.20–14.40

Тюнин Н.А. К литологии отложений озера Яновского (Ахтанизовские лиманы, дельта Кубани).

14.40–15.00

Тюнин Н.А. К литологии отложений дельты Казачьего Ерика – Переволоки (Ахтанизовские лиманы, дельта Кубани).

Вечернее заседание

15.00–15.20

Рейхард Л.Е., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Боев А.Г., Филиппов А.С., Рейхард А.Г. Процессы аутигенного минералообразования в Мировом океане: криогенез, галогенез, конкрециообразование, биоминерализация.

15.20–15.40

Гататдинова Ю.Р., Ростовцева Ю.В. Литологические особенности отложений зоны резких изменений седиментации в позднем альбе-сеномане (на примере разрезов Северо-Восточного Кавказа).

15.40–16.00

Заманова Е.И., Карпова Е.В. Литология и условия формирования покурской свиты участка Мессояхской гряды.

16.00–16.20

Лыков Н.А., Ростовцева Ю.В. Условия осадконакопления нижнеордовикских отложений разреза р. Мойеро (Восточная Сибирь).

16.20–16.40

Чуркина В.В. Биотурбация в нижнемеловых коллекторах Северного Каспия и ее значение при формировании ФЕС.

16.40–17.00

Попков В.И., Попков И.В. Литогенез, коллекторские свойства и флюидодинамика доплитных комплексов Скифско-Туранской плиты.

17.00–17.20

Попков И.В., Попков В.И., Дементьева И.Е. Литология и перспективы нефтегазоносности триасовых отложений Западного Предкавказья.

Обсуждение материалов докладов

Заккрытие сессии научных чтений



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ: ТОРЖЕСТВЕННАЯ

Ю.В. Ростовцева

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ЩЕРБАКОВА МАРИНА НИКОЛАЕВНА: УЧЕНЫЙ И ПЕДАГОГ

Вся профессиональная деятельность Марины Николаевны Щербаковой была связана с Московским государственным университетом имени М. В. Ломоносова.

М. Н. Щербакова сразу после учебы в школе поступила на геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, который закончила в 1955 году. После этого работала начальником партии (1957 г.), потом младшим (1959 г.), а затем старшим научным сотрудником (1967 г.) Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ [1]. С 1955 по 1958 гг. М. Н. Щербакова участвовала в проведении геологической съемки масштаба 1 : 200000 на территории Сарысу-Тенизского водораздела (1955 г.), в Верхне-Атасуйском районе (1956–1957 гг.), по западной окраине Карагандинского бассейна (1958 г.) – в районах широкого распространения девонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных серий.

В 1960–63 гг. М. Н. Щербакова училась в аспирантуре геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова под научным руководством А. А. Богданова, по окончании которой успешно защитила кандидатскую диссертацию на тему «Девонские отложения западной окраины Карагандинского бассейна (Центральный Казахстан)». С этого времени одним из главных научных интересов для М. Н. Щербаковой стало изучение особенностей вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза, что отражено в многочисленных её работах. М. Н. Щербакова участвовала в разработке новых перспективных направлений в литологии, среди которых были: 1) исследование строения вулканических поясов (с 1960 г.), 2) изучение осадков Средиземного моря и Мирового океана по данным глубоководного бурения (1972–95 гг.), 3) составление палеовулканических карт (1986–93 гг.), 4) вопросы классификации вулканогенно-

осадочных пород (1979–98 гг.), 5) природа циклов и циклитов осадочных толщ (1995–2002 гг.), 6) выявление особенностей флишевой и шпировой формаций (с 1989 г.), 7) особенности седиментогенеза в бассейнах Восточного Паратетиса (с 1996 г.), 8) изучение газовой-жидких включений в вулканических стеклах пирокластитов (1985–2002 гг.) и многое другое.

М. Н. Щербакова в 1979 году была избрана членом подкомиссии по систематике и терминологии осадочных пород межвузовского учебно-методического объединения (УМО). С 1986 по 1993 гг. являлась членом редакционной коллегии карт «Древние вулканические области СССР и их минералогения (Объяснительная записка, С-Пб, 1993 г.), участвовала в различных научных проектах («Эволюция геотектонических платформ, подвижных поясов и океанов» (грант РФФИ, 1996–98 гг.), «Эволюция литогенеза Земли» (научная программа «Университеты России», 1994–2002 гг.)). М. Н. Щербакова выступала с научными докладами на более чем 30-ти российских и международных научных семинарах, конференциях, симпозиумах, в том числе проходивших в г. Праге (1987 г.), г. Йена (1996 г.) и г. Лионе (2002 г.). М. Н. Щербаковой опубликовано более 115 работ, среди которых три монографии (1981, 1989 и 1998 гг.) подготовленные ей в соавторстве. Среди ученых, с которыми у нее есть совместные публикации такие известные ученые как А. А. Богданов, В. Т. Фролов, Е. Ф. Малеев, И. В. Хворова, И. С. Чумаков, А. В. Тевелев и многие другие.

Огромный вклад М. Н. Щербаковой в учебный процесс. С 1965 года она 20 раз участвовала в качестве преподавателя в проведении Крымской съемочной практики на полигоне МГУ. С 1986 по 1991 гг. ежегодно организовывала для студентов зимние практики. С 1996–2010 гг. была преподавателем на учебной практике на Таманском полуострове, одновременно выполняя в данном районе научно-исследовательские изыскания. Впервые провела вместе А. В. Гусевым общегеологическую практику в Подмоскovie для иностранных студентов и составила для них учебное пособие по курсу «Литология» [2].

М. Н. Щербакова руководила курсовыми, бакалаврскими и магистерскими работами, являлась куратором студенческих групп, опекала ребят, приехавших из-за рубежа (в основном, из Китая) и обучающихся на кафедре, проводила лабораторные занятия по курсу «Литология», читая специализированные лекции. В 1987 году она возглавляла команду геологов-школьников геологического факультета МГУ на слете юных геологов в г. Уфе, а в 1988 году – на геологической олимпиаде в г. Ленинграде.

В 1986 году М. Н. Щербакова участвовала в популяризации геологического факультета МГУ в городах Братск, Усть-Кут и Иркутск.

М. Н. Щербакова была старостой своего курса при обучении в МГУ, членом ОП МГУ (10 лет), членом библиотечного совета геологического факультета МГУ, секретарем секции МОИП (1988–93 гг.), научным секретарем кафедры. С 1983 г. она

работала в должности старшего научного сотрудника на кафедре литологии и морской геологии МГУ.

Непрерывный стаж научно-педагогической работы в МГУ М. Н. Щербаковой составил более 60 лет.

Марина Николаевна Щербакова была замечательным человеком, глубоко порядочным, честным, искренним, равнодушным и готовым всегда всем помочь. Светлая память о ней в наших сердцах!

Литература

1. Рябухин А.Г., Брянцева Г.В. Геологи Московского университета: Библиографический справочник. Кн.2 / Под ред. Б.А. Соколова и В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 356.
2. Щербакова М.Н., Клавдиева Н.В. Пособие к лабораторным занятиям по литологии для иностранных учащихся. М.: Изд-во МГУ. 2004. 50 с.

**МАРИНА НИКОЛАЕВНА ЩЕРБАКОВА:
ДНЕВНИКОВЫЕ ЗАПИСИ О ЖИЗНИ И ЛЮДЯХ
(материалы предоставлены Н. Ф. Щербаковой и В. Ф. Щербаковым)**

*Начальник партии – медвежье обличье,
Без просинь борода, в глазах таёжный дым.
Такие есть, наверное, но лично
Я вижу облик твой совсем иным...*

Часто в шутку я говорила про себя: «Я не женщина, а начальник партии». Так ли это, думаю я теперь, проработав в геологии более 50 лет? (Я закончила геологический факультет МГУ в 1955 году).

В первый раз, ещё будучи студенткой четвёртого курса геологического факультета МГУ, я возвращалась домой в большой компании своих будущих коллег. В те годы (1954) поезд Караганда – Москва шел долго – четверо суток. И вот вокзал Москвы – меня встречают мама и дядя (композитор Д. Б. Кабалевский) на своей машине, элегантные, по-городскому одетые, а навстречу, в окружении людей, больше похожих на бродяг, появляется любимая дочь и племянница. В общем, мама взяла у меня клятву, что я никогда не буду пить и курить. Курить я так и не научилась, впрочем, одно отступление было, а вот пить иногда обстоятельства заставляли ...

Шофёры ...

(1) Что такое шофёр в геологической партии, каждому геологу ясно. Шофёры это тоже очень быстро понимают, поскольку даже при нашем умении ходить, на огромные расстояния далеко не уйдёшь. Особенно тяжело складываются отношения шофёр – начальник партии-женщина. Собственно, я это чувствовала каждый раз, сталкиваясь с новым очередным шофёром.

(2) Один из первых полевых сезонов – наша экспедиция пользуется машинами Академии наук: шофёры солидные (по возрасту), я получаю Пронькина. «Здорово я вас

прокатил!» – говорил последний, хотя на спидометре было не более 20 км! Однажды один из моих друзей предложил после маршрута заехать в его партию за сайгой. Я попросила об этом Пронькина – он закатил скандал, как я, такая молодая, заставляю его, пожилого, сразу после маршрута снова ехать. Это он меня «воспитывал», довёл до слёз, так как стыдил при всех.

(3) Я в аспирантуре, мне представляется возможность первой выехать в поле на первой отремонтированной на базе посёлка Алма-Атинка под Карагандой машине. Шофёр попался хороший. Подвезёт к началу маршрута и беспокоится (по его словам), так как вскоре после моего ухода теряет меня из вида. Я возвращаюсь. На сиденье машины собранный для меня букет полевых цветов. Шофёр поясняет: времени прошло много, делать было нечего... Едем из маршрута обратно на базу. Чувствую, что шофёру обидно, что я подсказываю дорогу. Предлагает ехать по им выбранной дороге, по дамбе. Ну, поехали. Едем. Доезжаем до моста. Машина крытая, под мост не проходит. Дамба узкая, с двух сторон крутые скаты. Едем задним ходом очень тихо. Шофёр наполовину свесился из кабины. В одном месте дамба поворачивает под прямым углом. Шофёр 1-го класса, возникает возможность развернуться. Велит мне высадиться (я так боялась, что не предложит этого сделать!). Разворачивается долго, буквально по сантиметру! После этого случая подсказывать обратную дорогу мне было значительно легче. Кстати, он не верил также, что я ориентировалась по аэрофотоснимкам.

(4) Страшно завидую моему знакомому геологу (В. Я. Кошкину): он ездит один и даже не только без шофёра, но и без коллектора. Как-то один раз он приехал к нам в партию – в тот год мы осваивали ранее неизвестный нам район, а он был знатоком. Мы (я и мой геолог И. Лившиц) стали просить взять нас с собой в маршрут. Поехали втроём. Едем, работаем, снова едем. Повышения рельефа не очень велики (рельеф мелкосопочный), но впереди горка повыше. Вадим Яковлевич уверен, что мы заберёмся и перевалим через неё. Мы в этом не уверены. Добрались до середины: щебёнка, машина не едет ни вперёд, ни назад. Вылезаем, на руках переворачиваем машину (Газ-69) на спуск. Оказывается, что работает только ручной тормоз. Тормоз отпущен, мы с Ильёй с двух сторон подбрасываем под передние колёса камни. Наконец всё позади. Уже вечерет. План маршрута не выполнен. Предлагаем «разбежаться» в разные стороны, чтобы общими усилиями больше посмотреть. Прошло достаточно времени, я возвращаюсь к машине, Илья тоже, Вадима Яковлевича всё нет и нет. Прибегает не с той стороны, откуда его ждали, потому что всё-таки решил всё посмотреть сам (он же лучший знаток района!). Кстати, его первая фамилия была Луи, потом он женился и взял фамилию жены – стал Кошкин (в его последующих статьях была сноска «Кошкин – бывший Луи»).

(5) Бедствие геологов – ломающиеся машины. 1974 г. – приехали на базу, машина нам выделена, но далека от возможности сдвинуться с места. Её упорно ремонтируют. Периодически шофёру требуется 3 руб., снова 3 руб., наконец, целых 10 руб. После 10

рублей кузов машины покрашен и свежей краской на нём выведено: «Университет МГУ». В конце концов мы выезжаем. Через 50 км, когда мы проезжаем город Караганду, машина начинает дымить, видимо, настолько подозрительно, что встречные машины шарахаются от нас и сигналият. Потом всё вроде нормализуется и мы, проехав 40 км, доезжаем до чудесного озера в 12 километрах от посёлка Боян-Аул. Ставим лагерь, радуемся возможности завтра начать работу. Первый маршрут, настроение отличное. Но из маршрута мы едем опять в сплошном дыму, из которого изредка появляется «гордая» надпись – «Университет МГУ».

Полевые будни ...

(1) В 1964 г мы продолжали совместные (пространственное) работы с партией МГРИ – с В. Поповым, М. Бахтеевым, Ю. Кудрявцевым. Тот год для Казахстана был особенным: до начала полевых работ было много дождей, а мы работали в районе г. Бек-Тау-Ата (50 км севернее Балхаша), превышение горы составляло 300 м над окружающим мелкосопочным рельефом (гора, сложенная крупным массивом гранитов, по закону гравитации была «поднята» на фоне вмещающих её образований). (Естественно, что, чем выше и больше по площади гора, тем больше скапливается облаков, и все дожди попадают на неё!) До начала полевого сезона мы договорились с «мгришниками», что станем лагерями близко, чтобы совместно пользоваться их и нашей машиной. Мгришники приехали раньше нас. Чтобы добраться до их лагеря, я шла перед медленно двигавшейся за мной машиной (сняв, естественно, обувь), промеряя глубину луж, чтобы не застрять. Доехали до лагеря МГРИ. Кругом вода, все передвигаются в высоких сапогах. Ставить лагерь в таких условиях нельзя. Договорились, что я поставлю его недалеко в осиновом леске. (Потом оказалось, что это любимый лесок В. Попова, куда он ездил за грибами. Потом он, каждый раз желая набрать грибов, спрашивал у меня разрешение. Грибов было в тот год масса, и мы жарили их на сковородках (наверное, такие используют в аду!), а также сушили впрок, развешивая гирлянды между всеми палатками.

(2) А ещё был случай: мы четвером (В. Попов, М. Бахтеев (МГРИ), А. Курчавов (ИГЭМ) и я) смотрели вулкан Жантау. Каждый смотрел то, что ему интересно. Двигались мы вверх по склону. В одном месте мне под ногу попала удобная площадка – ставлю ногу, вдруг что-то меня «схватило» - капкан! Кричу А. Курчавову: «Я в капкане!» Он возмутился: «Всегда с тобой что-то случается!» Вдвоём мы капкан разжали. Потом я увидела казаха на лошади, спросила: «Какого чёрта вы ставите капканы?» Он ответил: «А какого чёрта вы здесь ходите?»

(3) У нас была большая партия, и мы работали «десантами». Я осталась в базовом лагере. И вот поздно вечером я с подружкой-картографом И. Поповой болтала в палатке. Слышу: подъезжает машина, думала, что наши, и вдруг поднимается полог палатки и всовывается голова Владимира Сергеевича Коптев-Дворникова, он спрашивает: «Кто

начальник?» Отвечаю: «Я». Он просит разрешения переночевать в нашей партии. Конечно, разрешаю. «Завтра, если хотите, – говорит В.С., – могу посмотреть ваши образцы». Конечно, да! Но! Накануне образцы были завёрнуты, а мы знали, что В.С. – крупнейший специалист по петрографии вулканитов, которые мы изучали. Ну и всю ночь мы разворачивали образцы, да ещё их систематизировали по разрезам. Утром о том, что всю ночь мы шелестели бумажками, В.С. рассказала наша повариха. Конечно, В.С. был тронут. И лекция была, как мы и ожидали, нам очень полезна.

(4) Кстати, о тётё Нине: поваров мы искали в Балхаше, нашли тётю Нину – до нас у неё была очень сложная (мягко скажем) жизнь и очень разнообразная. Готовила она очень вкусно, но не разрешала благодарить: «Вы из Москвы, разве может вам нравиться то, что я готовлю». Когда случалась гроза, она садилась, надев калоши, на баллон, печь продолжала гореть, но её в этот момент она не интересовала. Из Москвы к 8 Марта я ей послала поздравительную открытку – она потом писала, что это было её первое в жизни поздравление. А когда во время последующего совещания мы ехали в автобусе по Балхашу, она меня случайно увидела и кричала, чтобы остановили автобус: хотела пообщаться со мной.

Фанатики ...

Фанатиков в геологии много – за это я геологию очень люблю. В 1976 году должно было состояться региональное петрографическое совещание в Балхаше. Один из основных узловых вопросов не решался однозначно. Предложили организовать рабочую группу из специалистов разных организаций и устроить совместный 3-дневный маршрут. Выехали мы в июне, погода была очень жаркая. Дорога, по которой мы ехали на так называемом «автобусе», ужасно древнем (за нами ехали 3 бортовые сопровождающие машины), была очень пыльной. Район безводный, воды было очень мало (выдавали в день не более 2-х кружек), экономили, пыль не смывалась. Всё заранее было запланировано. Вставали в шесть. Складывали раскладушки, упаковывали спальные мешки (палатку ставили накануне только для кухни), завтракали, шли в маршрут или ехали до его начала. Днём закусывали бутербродами, работали до тех пор, пока различали цвет пород. Приводили себя в порядок, ужинали и снова работали: собирались в автобусе и по очереди все 15 человек делились своими дневными впечатлениями, старались выработать единое или хотя бы поддерживаемое большинством мнение. Потом мы вернулись в Балхаш – надо было сформулировать наше решение для вынесения его на совещание, выполнить демонстрационную графику. Всем руководил дивный человек, ужасно неорганизованный в работе, но всё знающий и всем интересующийся, фанатик от геологии. Он вставал раньше всех и ложился последним.

Семинары, симпозиумы, совещания ...

Я участвовала в очень большом количестве совещаний: семинарах по вулканогенно-осадочному, лито- и рудогенезу, петрографических совещаниях, в

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

литологических, конференциях по термобарогеохимии, стратиграфических, вулканологических, в международных конференциях – ИНКВА, Карпато-Балканской ассоциации, международных конференциях «Циклы природы и общества» (за участие в последних я была удостоена Диплома золотого фонда циклической науки России за заслуги в деле становления и развития нового междисциплинарного направления!)

Особенно близкими мне были палеовулканологические семинары. В 2001 году был издан атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии (масштаб 1:5 000 000). Работа по их составлению была начата под руководством основателя этого направления в геологии И. В. Лучицкого. К работе были подключены очень многие геологи из научно-производственных организаций. Подобные карты составлялись впервые в международной практике. На последнем этапе их составления работой руководил Т. В. Джанелидзе. Состоялось 9 семинаров (1966–1992 гг.) и целый ряд промежуточных совещаний. К очередному семинару наш «поэт» – Б. Лапин – писал стихи. Вот некоторые строки из них: «Ничто не вечно под луной, лишь дружба, ставшая большой!» (1984 г.), - или: «Мы отвергаем оголтелость, не будем лить пустой елей, а проявляем ту же смелость: поднять бокалы за друзей» (1986 г.). У меня сохранились стихи, написанные И. Серавкиным, В. Майсайтисом, Е. Мархининым. Последний, когда семинар проходил на теплоходе, плывшем по Амуру (1989 г.), писал: «Берега красивые, солнце светит с небес, а у нас заседание: коллективный ликбез».

Об учителе ...

Какая удача, когда, особенно на первых порах, рядом оказывается настоящий крупный учёный. Мне повезло.

Я училась ещё на первом курсе, когда Алексей Алексеевич Богданов был приглашён возглавить кафедру исторической геологии на геологическом факультете МГУ. Позднее на 3, 4 и 5 курсах я постоянно была с ним связана как староста курса (странно, что девушке было это поручено, с тех пор я запомнила по фамилиям и именам всех своих 120 сокурсников. К сожалению, их осталось хорошо если 1/3, при первой возможности мы до сих пор встречаемся). Потом под руководством А. А. Богданова я писала дипломную работу, потом защищала диссертацию в 1963 году на тему «Девонские отложения западной окраины Карагандинского бассейна». К работе мной были составлены разрезы и даны их текстовые пояснения. По поводу последних на полях моих черновиков Алексей Алексеевич писал: «К чёрту!», «Туда же!». А на защите А. А. Богданов высказался в связи с выступлением моего оппонента М. С. Нагибиной: «Женщину убедить нельзя, её можно только заставить».

А потом, целые 16 лет, я работала под его руководством сначала геологом, младшим, а затем старшим научным сотрудником. По поводу моей одной реконструкции «Девонский вулкан Мунглу», 1961 г. (возраст около 400 млн лет т. н.!) Алексей Алексеевич сказал: «Фантазируешь – фантазируй!»

Смерть А. А. Богданова была для нас совершенно неожиданной и невосполнимой утратой. Осиротела сразу наша Казахстанская экспедиция, осиротел факультет, возглавляемые им комиссии и каждый из нас. Какой это щедрый был учёный! С каким вниманием он следил за нашим ростом, радовался успехам и не скупился давать советы. В общем-то, известно, что, чем крупней учёный, тем он щедрее, и, наоборот, чем он мельче, тем цепче он держится за свою, может быть, единственную идею.

С.Б. Полянский

Дженерал Электрик, г. Сасснаж

ГЕОЛОГИ-ШЕСТИДЕСЯТНИКИ: АТЛАНТЫ СВОЕГО ВРЕМЕНИ

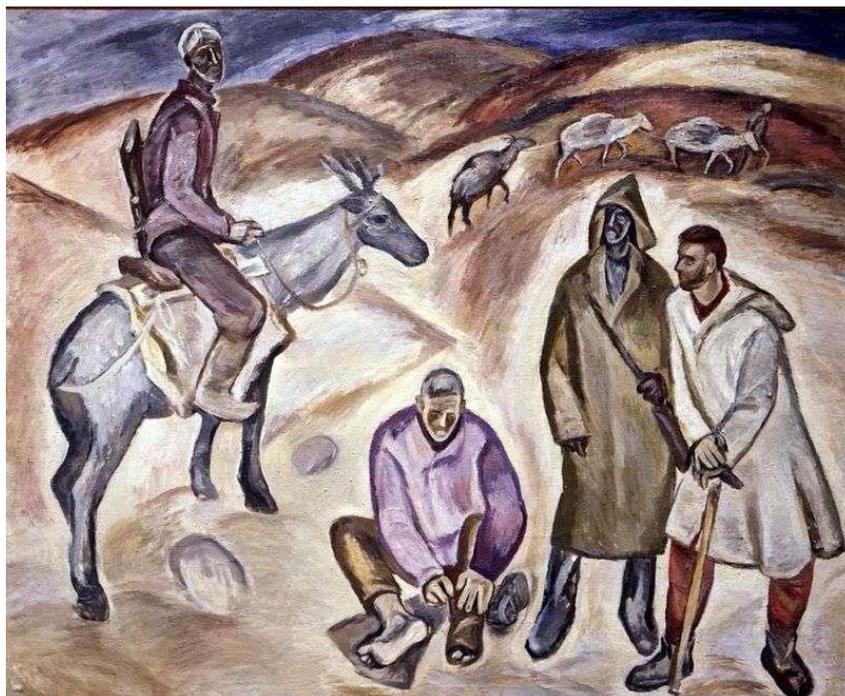
Б.В. Полянскому и В.С. Лучникову посвящается

Тогда мне было около 10 лет, и наша семья жила в уютном доме в г. Душанбе (на то время столица Таджикской ССР) с садом, засаженным яблонями и вишневыми деревьями. Бабушка разводила цветы и этот сад был маленьким раем для нас и наших многочисленных гостей. Окружающие горы привлекали в Таджикистан многочисленные геологические экспедиции. Учítывая, что мои отец и дядя были геологами, практически все эти экспедиции останавливались в нашем доме. Я до сих пор помню горы баулов, геологических молотков, кошм и спальников, среди которых мы, мальчишки, устраивали игры, представляя себя то воинами, то отчаянными исследователями неизведанных земель. От всего геологического скарба веяло дикой природой, приключениями и тайнами. Иногда геологи давали нам подержать ружья (тогда они были обычным атрибутом их экспедиций), отчего захватывало сердце и хотелось стать такими же суровыми и настоящими. Перед тем, как отправиться спать на расставленных по всему двору раскладушках, геологи допоздна сидели за гостеприимным столом, уставленным восточными блюдами (плов, манты, лепешки), фруктами и обязательным легким местным вином, которое всегда было в нашем доме. Эти прохладные вечера были временем профессиональных бесед, подведения итогов полевых работ, научных споров, но не только. Шестидесятые годы были и временем романтики, надежд, поисков истины и смысла жизни. Не могу забыть эмоциональных философских споров, содержание которых было нам тогда недоступно, но которые были удивительно притягательными. Эти бородастые полубоги знали что-то, во что хотелось верить. Ведь как можно было не верить в то, что рождалось в ходе таких откровенных, искренних и полных убежденности разговоров. А потом кто-то брал гитару и тогда я впервые узнал и полюбил бардовские песни. Эти песни о путешествиях, дальних странах, преодолении трудностей, простых человеческих эмоциях уносили туда, откуда не хотелось возвращаться...

Позже меня стали брать в экспедиции, и я увидел другую сторону профессии геолога. Каждая экспедиция сопровождалась изнуряющим трудом, тяжеленными

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

рюкзакami с отобранными образцами, опасным перемещением по скалам и осыпям, закипающими на жаре моторами, суровым спартанским бытом. Но каждое возвращение из маршрута завершалось, после непродолжительного отдыха, разбором образцов, записями в полевых блокнотах и обсуждением результатов дня над геологическими картами. Сколько в этом было самоотверженности, преданности делу и настоящей профессиональной жертвенности! Сколько в этих людях было чести и гордости за свою профессию!



«Геологи». Художник Павел Никонов (1962 г.)

Сегодня, с высоты прожитых лет, я понимаю, что эти годы моей юности и эти люди навсегда заложили во мне веру в простые человеческие идеалы и добрые истины. Несмотря на то, что я избрал другую профессию, я часто сверяю себя с этим камертоном, оставшимся со мной на всю жизнь. Спасибо вам за то, что вы были со мной, мои дорогие геологи 60-х!



ЧАСТЬ ВТОРАЯ: ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ШКОЛЫ РОССИИ (продолжение тематики научных чтений «Экзолит-2020»)

О.П. Гончаренко

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

ГАЛОГЕНЕЗ ФАНЕРОЗОЯ И ЕГО ИССЛЕДОВАТЕЛИ

Наставникам солевикам посвящается

Формирование галогенных формаций и связанных с ними отложений заключительных стадий галогенеза в истории развития Земли отмечается на протяжении всего фанерозоя. Наиболее примечательным результатом заключительных стадий галогенеза было накопление продуктов эвтонической стадии, проявления которой установлены только в солеродных бассейнах пермского, мелового и неогенового периодов. Отложения заключительных стадий галогенеза установлены во многих калиеносных бассейнах в пределах Азии, Европы, Северной и Южной Америки, Африки и Австралии.

Калиеносные отложения, установленные в различных солеродных бассейнах земного шара. Сильвин отмечается во всем стратиграфическом разрезе фанерозоя; карналлит в ряде бассейнов отсутствует. Однако известны бассейны, в отложениях которых карналлит преобладает над сильвином (позднетриасовые отложения Северо-Африканского бассейна, раннемеловые отложения Габон-Ангольского бассейна

и Сержипи-Алагоас и поздне меловые отложения в бассейнах Корат и Сакон-Након). Породы карналлитового состава шире развиты в солеродных бассейнах кембрия, перми, триаса, мела, а также миоцена.

Особого внимания заслуживает стратиграфическая приуроченность залежей и отложений бишофитового состава. В фанерозое солеродные бассейны впервые достигали в своем развитии эвтонической стадии в пермском периоде. Пластовые залежи бишофита установлены в Днепровско-Донецком, Припятском, Прикаспийском и Центрально-Европейском бассейнах. В пермских бассейнах бишофит встречается в ассоциациях с карналлитом, сульфатно-магниевыми солями (в основном с кизеритом) и с галитом. В меловом периоде в Габон-Ангольском бассейне в соленосной формации также встречается несколько мощных бишофитовых залежей. Бишофит здесь отмечается в парагенезисе с карналлитом, тахгидритом и галитом. В неогене (Сицилийский бассейн) бишофит образуется в ассоциациях с сульфатно-магниевыми солями (кизерит) и карналлитом. Наиболее масштабным этапом проявления бишофитонакопления в истории развития осадочной оболочки Земли из трех выявленных периодов является пермский.

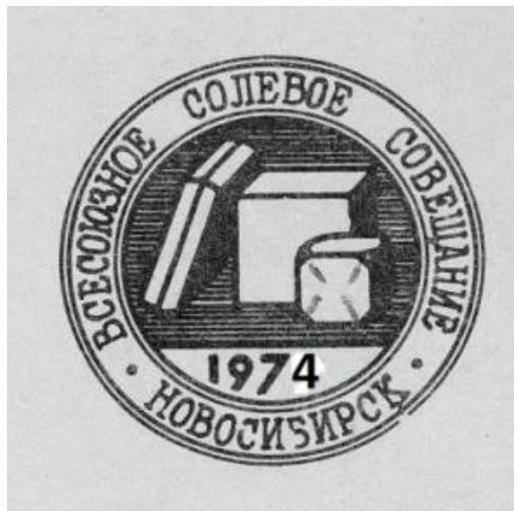
Одним из наиболее редких и уникальных продуктов заключительной стадии галогенного процесса является тахгидрит. Проявления тахгидритовой минерализации установлены в разрезе пермского Центрально-Европейского бассейна и в прибортовой части пермского Прикаспийского бассейнов. Мощные толщи тахгидритовых отложений, достигающих 100 м., выявлены в аптских Габон-Ангольском и Сержипи-Алагоас бассейнах, а также в поздне меловых бассейнах Корат и Сакон-Након. В пермских бассейнах тахгидрит ассоциирует с бишофитом, а в меловых – с бишофитом и карналлитом или, чаще, только с карналлитом (Корат и Сакон-Након).

Помимо калийных отложений хлоридного типа в ряде калиеносных бассейнов в различных количествах формируются сульфатные калийные и магниевые соли. Они стратиграфически приурочены к нижнекембрийской, нижнесилурийской и каменноугольной соленосным формациям, в которых установлены их минералогические проявления, представленные лангбейнитом, полигалитом и кизеритом. Роль сульфатных калийных солей существенно возрастает в пермское время. Во всех калиеносных бассейнах этого периода, за исключением Амазонского бассейна, установлены сульфаты калия и магния, которые представлены широким разнообразием минеральных ассоциаций. В мезозое, в триасовых и юрских калиеносных бассейнах сульфатная минерализация проявлена слабо и представлена полигалитом. В кайнозойских калиеносных бассейнах роль сульфатных калийных солей резко увеличивается. Наибольшие масштабы их проявления отмечаются в неогене (Предкарпатский и Сицилийский бассейны). Главными пороодообразующими минералами калиеносных сульфатных отложений неогеновых бассейнов являются лангбейнит и каинит.

Многообразие минеральных ассоциаций соленосной формации и связанных с ними полезных ископаемых всегда привлекало исследователей-геологов. Именно этим объясняется огромный интерес к разностороннему изучению соляных отложений и созданию научных школ солевиков в двадцатом столетии.

Это, прежде всего, Московская (М. Г. Валяшко, А. Л. Яншин, И. К. Жеребцова, В. И. Борисенков, Л. Г. Богашова), Ленинградская (Санкт-Петербург) (Я. Я. Яржемский, С. М. Кореневский, М. П. Фивег, А. Е. Ходьков, С. В. Ходькова, Н. М. Джиноридзе, В. В. Куриленко, Г. А. Беленицкая), Новосибирская (М. А. Жарков, Т. М. Жаркова, Г. А. Мерзляков), Ростовская (В. И. Седлецкий, Н. М. Седлецкая, А. С. Макаров, В. С. Деревягин), Минская (А. А. Махнач, В. З. Кислик, Э. А. Высоцкий, Н. С. Петрова), Львовская (О. И. Петриченко, В. М. Ковалевич, В. И. Китык, Е. П. Сливко, С. П. Гринив), Саратовская (К. М. Сиротин, Г. А. Московский, О. П. Гончаренко, Ю. А. Писаренко, К. А. Маврин), Волгоградская (С. А. Свидзинский, Ф. И. Ковальский, Л. Н. Морозов, В. А. Ермаков), Пермская (В. И. Копнин, А. И. Кудряшов, И. И. Чайковский), Казанская (И. Н. Тихвинский, М. Д. Диаров, А. К. Вишняков, Ф. А. Закирова) школы (Рисунок).

Хочется особенно отметить, что, начиная с 1974 года, проводились солевые совещания, которые собирали огромное количество участников со всего Советского Союза и зачастую с участием зарубежных исследователей. Для того, чтобы понять всю глубину научных интересов и проблем, обсуждаемых на совещаниях, предлагаю вспомнить основные темы солевых совещаний.



Эмблема Первого Всесоюзного солевого совещания.

Первое Всесоюзное солевое совещание на тему «Физико-химические и палеогеографические проблемы соленакопления и формирования месторождений калийных солей» состоялось в Новосибирске, 3–6 июня 1974 года. Второе Всесоюзное солевое совещание на тему «Соленосные формации и практическое значение их

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

изучения» проходило в Новосибирске 10–14 сентября 1979 года. Третье Всесоюзное солевое совещание на тему «Общие проблемы галогенеза» состоялось в Лиманчике 25–27 августа 1983 года. Четвертое Всесоюзное солевое совещание на тему «Проблемы морского и континентального галогенеза», Новосибирск 30 августа – 1 сентября, 1988 г. Пятое Международное Всероссийское солевое совещание на тему «Проблемы формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов», Санкт-Петербург, 11–13 октября, 1994 г. Шестое солевое совещание на тему «Проблемы формирования и комплексного освоения месторождений солей», Соликамск, 2000 г.



Третье Всесоюзное солевое совещание, 1983 г., г. Лиманчик. Корифеи – солевики (первый ряд И. Н. Тихвинский, С. М. Кореневский, М. Г. Валяшко, А. Л. Яншин, М. А. Жарков, Т. М. Жаркова).



ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Г.Г. Ахманов

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ПРО ОРДИНАРНОСТЬ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА

Грязевой вулканизм, один из ярчайших и разнообразнейших по своим проявлениям геологический процесс, тысячи лет привлекает внимание человека, и более сотни лет планомерно изучается учеными-естествоиспытателями, среди которых множество геологов. Тем не менее, несмотря на серьезные достижения в его изучении, успехи в описании морфологии грязевых вулканов, попытки их морфометрического типизирования, разработку классификаций по типам проявления их активности, предположения о механизмах их формирования и анализ предпосылок развития, грязевые вулканы большей частью научного геологического сообщества традиционно рассматриваются, как экзотические явления природы. Такое отношение нашло отражение даже в том, что само понятие «грязевой вулкан» определено до сих пор крайне неоднозначно. Разные исследователи используют этот термин, зачастую обозначая принципиально различные проявления разнообразных процессов. Это, в свою очередь, существенно осложняет познание грязевого вулканизма и тормозит адекватную оценку его роли в глобальной геологической среде и эволюции.

Критический анализ множества предложенных к настоящему времени классификаций грязевых вулканов по морфологическим характеристикам позволяет утверждать, что никакая форма (грязевулканических) построек сама по себе не может являться признаком грязевого вулкана. Литология грязевулканических выбросов, с

одной стороны, весьма разнообразна и по составу, и по текстурно-структурным характеристикам, а, с другой стороны, во многом может быть схожа с накоплениями обвальнo-оползневых и делювиально-пролювиальных комплексов. Таким образом, понятие «грязевой вулкан» не может быть определено через объективные признаки, и следует понимать исключительно как генетическое, истолковательное. То есть, грязевой вулкан – это поверхностное выражение грязевого вулканизма. Термин «грязевой вулканизм» также весьма размыт и требует конкретизации. Предлагается следующее его определение. Грязевой вулканизм – событийный, одноактный или периодически повторяющийся, процесс суб-вертикального, восходящего из глубин осадочного разреза к дневной поверхности, массопереноса природных, минеральной (т. е. твердой) фазы и флюидов (т. е. жидкостей и газов), включая органические. Признаки переноса твердой компоненты, т. е. наличие, среди извергнутого материала, глин с фрагментами более уплотненных пород – так называемых, сопочных отложений, слагающих грязевулканическую постройку – важная, необходимая особенность, позволяющая идентифицировать грязевой вулкан среди прочих проявлений поверхностной флюидоразгрузки (е. г. газовые и нефтяные сипы, гейзеры, артезианские источники и т. п.). С другой стороны, решающая роль газовых флюидов для перемещения минеральной компоненты из грязевулканической камеры к поверхности в ходе извержений определяет отличие грязевых вулканов от глиняных диапиров, песчаных даек и пр.

Оттолкнувшись от данных определений, проведены предварительная «инвентаризация» грязевых вулканов на Земле и анализ закономерностей их распространения. Все грязевые вулканы приурочены к осадочным бассейнам, причем грязевой вулканизм описан в пределах бассейнов всех основных геодинамических остановок. Особенности строения и современной тектонической активности осадочного бассейна во многом определяют характер проявления грязевого вулканизма. Грязевые вулканы, действующие в разных осадочных бассейнах, относимых к одному типу, имеют много схожих черт и, наоборот, могут во многом отличаться от грязевых вулканов, распространенных в бассейнах другого типа. «Байкальский» тип грязевых вулканов, характерный для осадочных бассейнов континентальных рифтов, отличаются относительно неглубокое (до 500 м) заложение корней вулканов; небольшие постройки в виде одного или, чаще, нескольких близкорасположенных холмов; специфическая «недолитифицированность» фрагментов пород в составе грязевулканических отложений; вероятно, единственный или, по крайней мере, немногочисленные эпизоды эруптивной активности; продолжительная активная газоразгрузка на поверхности после основного извержения. «Байкальские» грязевые вулканы связаны парагенетически с формированием скоплений природных газовых гидратов. Грязевые вулканы, описанные на пассивных континентальных окраинах, всегда приурочены к крупным конусам выноса рек или ледниковых трогов. Такие грязевулканические структуры также редко

бывают крупными, характеризуются неглубокими корнями и почти всегда гидратоносны. Очень распространены грязевые вулканы в пределах активных континентальных окраин на аккреционных призмах и, чуть реже, в задуговых бассейнах. Мощные осадочные накопления, часто за счет аккреционного наложения и нагромождения, и интенсивные тектонические дислокации формируют здесь максимально благоприятные условия для развития грязевого вулканизма. Общими для развитых в таких условиях грязевых вулканов являются глубокое заложение корней (2–5 км); типичные грязевулканические брекчии (разнообразные остроугольные фрагменты различных хорошо-литифицированных пород в песчано-алевритовом глинистом матриксе), слагающие обычно довольно крупные постройки вулканов; периодические сильные извержения, повторяющиеся на протяжении многих сотен тысяч и миллионов лет (грязевые вулканы активных окраин – вероятно, самые долгоживущие). Грязевые вулканы предгорных и межгорных прогибов современных орогенов также крайне распространены. Они, безусловно, являются «классическими» грязевыми вулканами во всех аспектах. Это всегда крупные постройки с хорошо выраженным подводным каналом, уходящим на глубины до 12 км, с характерными периодическими крупными извержениями, часто взрывного характера. Хорошо проявлена и объяснима прямая связь этих грязевых вулканов с нефтегазоносностью соответствующих бассейнов.

Грязевой вулканизм, таким образом, ординарный геологический процесс, характерный для осадочных бассейнов и определяемый их эволюцией и строением.

А.А. Бердникова¹, М.А. Зенина², Р.Р. Макшаев¹, Е.И. Штыркова¹, Т.А. Янина¹

¹*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

²*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ ШЕЛЬФА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ РЫБАЧЬЯ

Каспийское море является крупнейшим бессточным (или внутренним) водоемом в мире, как по площади, так и по объему. Традиционно в его пределах выделяется три части, среди которых северный бассейн – наименьший (80 000 км² со средней глубиной 5–6 м и максимальной глубиной 15–20 м). Уровень Каспийского моря был подвержен существенным, порой резким и драматичным изменениям на протяжении всей истории своего существования, что особенно важно в контексте исследования его северной, самой мелководной части. Считается, что, по крайней мере, для голоцена климатические колебания являются основной причиной изменений уровня Каспийского моря, однако степень этих изменений до сих пор остается спорной.

В данной работе нами предпринята попытка реконструировать условия палеосреды в Северном Каспии в голоцене на основании изучения диатомовых водорослей, малакофауны, микрофауны остракод и геохимии осадков из керна скважины, пробуренной на структуре Рыбачья (Рыбачье-1) в створе юго-западной части дельты Волги и 15 мейобентосных проб остракод, отобранных на северном шельфе Каспийского моря в июле 2013 г. с борта судна «Никифор Шуреков». Определения абсолютного возраста выполнено в геохронологической лаборатории Санкт-Петербургского государственного университета. Для проведения реконструкции палеоусловий среды нами также были проанализированы опубликованные данные о гидрологических условиях района, гранулометрическом составе, комплексах остракод и малакофауны из кернов скважин ближайших к Рыбачьей структур, данных сейсмопрофилирования, радиоуглеродного датирования осадков и т. д. [1–5].

В голоценовых и современных осадках на северном шельфе Каспийского моря обнаружено 38 видов остракод, из которых 10 видов остракод обнаружены живыми. Современное распределение остракод в этом районе зависит от типа осадка, глубины и солености. Вблизи от места впадения Волги в Каспийское море фауна остракод представлена *Cyprideis torosa* (Jones, 1850), который достигает высокой численности. Видовое разнообразие остракод увеличивается с уменьшением влияния Волги на гидрологические условия. Кроме того, распределение остракод зависит и от типа осадка. На обширной территории с занятой ракушечными осадками отмечается низкое видовое разнообразие и преобладают живые экземпляры *Euxinocythere virgata* (Schneider, 1962), *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* (Dubowsky, 1926) и *C. torosa*. Наибольшее видовое разнообразие представлено на илистых осадках на глубинах 20–30 м. В голоценовой толще нами выделено пять этапов развития участка со сменой условий с мелководного, солоноватоводного бассейна с эндемичной каспийской фауной, к лагунным обстановкам, периодическому затоплению и осушению шельфа, миграции береговой зоны, образованию опресненных водотоков и лагун и, наконец, условиям современного Каспия.

Осадки скважины Рыбачья содержат довольно большое количество диатомей, общее количество идентифицированных видов и разновидностей составляет 95. Нами выделено пять диатомовых зон, характеризующих чередование типично морского осадконакопления с формированием отложений в более опресненных водах, предположительно, во время регрессивных этапов, разделяющих стадии новокаспийской трансгрессии.

В результате изучения малакофауны, выделение пяти этапов развития моря подтвердилось. Смесь каспийских слабосоленатоводных и пресноводных видов последовательно сменяется при движении вверх по разрезу, трансформируясь в типичный современный каспийский комплекс, характерный для северо-запада Северного Каспия.

Исследование голоценовых осадков со структуры Рыбачья позволяет предположить, что скважиной вскрыт палеоврез, вероятно, мангышлакского возраста, заполненный новокаспийскими и современными отложениями шельфа Северного Каспия. Это речной врез, сформировавшийся в хвалынских осадках при падении уровня моря. Такие врезы – замкнутые, обычно вытянутые в одном направлении, разных размеров, представляющие собой реликтовые понижения в рельефе осушавшихся палеоделт, ранее выделялись на сейсмоакустических профилях в Северном Каспии [5]. Нами выделено несколько стадий заполнения вреза и, соответственно, несколько этапов развития шельфа Северного Каспия в голоцене. Благодаря проделанной работе удалось подтвердить предположение о том, что в строении голоценовой толщи осадков Северного Каспия отражены такие разномасштабные палеогеографические события голоцена, как мангышлакская регрессия и новокаспийская трансгрессия, развивавшаяся стадийно.

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

Литература

1. Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова / Коллектив авторов / Отв. ред. Т.А. Янина; Ред. Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова, Т.С. Клювиткина, Р.Н. Курбанов. М.: Географический факультет МГУ, 2020. 689 с.
2. Чеховская М.П., Степанова А.Ю., Хусид Т.А., Матуль А.С., Раковски А.З. Позднеплейстоценовые-голоценовые комплексы остракод шельфовой равнины Северного Каспия // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 233–242.
3. Чеховская М.П., Зенина М.А., Матуль А.Г., Степанова А.Ю., Раковски А.З. Реконструкция палеообстановки в голоцене на Северном шельфе Каспийского моря по остракодам // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 89–101.
4. Zenina M., Ivanova E., Bradley L., Murdmaa I., Schornikov E., Marret F. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf // *Quaternary Research*. 2017. 87. P. 49–65.
5. Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф. и др. Мангышлакские отложения (голоцен) Северного Каспия // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2014. Т. 22. № 4. С. 88–108.

Н.И. Бойко

ЮФУ, г. Ростов-на-Дону

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ИНДСКО-АНИЗИЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Индско-анизийские карбонатные и сингенетичные им отложения достоверно установлены как в Западном, так и в Восточном Предкавказье. В предшествующих работах неоднократно предпринимались попытки осуществить литолого-фациальный

анализ и палеогеографические реконструкции для триасовых отложений только Восточного Предкавказья, без привлечения материала по Западному Предкавказью. Такой территориально локальный подход к решению поставленной задачи не позволяет, на наш взгляд, решить многие вопросы, касающиеся триасовых отложений Северного Кавказа в целом. Тем более, что в Западном Предкавказье, в отличие от Восточного, образования триаса выходят на дневную поверхность и доступны для всесторонних исследований.

В Западном Предкавказье среди индско-анизийских отложений выделены следующие литолого-фациальные комплексы, получившие региональное распространение: относительно глубоководных отложений; мелководных карбонатных отложений; глубоководных депрессионных отложений [1, 2]. Литолого-фациальный комплекс относительно глубоководных образований представлен различными по составу терригенными породами и глинистыми сланцами. Он установлен в пределах геосинклинали Большого Кавказа. Площадь развития литолого-фациального комплекса мелководных отложений в Западном Предкавказье с юга ограничивается Ахтырской и Пшекиш-Тырныаузской шовными зонами, а на севере – Новотиторовским и Черкесским разломами. Комплекс сложен в основном зернистыми известняками с редкими органогенными постройками (балка Никитина, площадь Великая). Область распространения литолого-фациального комплекса глубоководных депрессионных отложений с севера контролируется системой разломов, ограничивающих Русскую платформу. Южной границей является Тимашевская ступень, восточной – Невинномысский разлом, а на западе комплекс уходит под акваторию Азовского моря. Сложен он преимущественно песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов.

В Восточном Предкавказье, в отличие от Западного, среди индско-анизийских отложений выделено только два литолого-фациальных комплекса: относительно глубоководных образований и мелководных карбонатных отложений. Литолого-фациальный комплекс относительно глубоководных образований по составу преимущественно алевролитово-аргиллитово-известняковый. Он установлен в зоне Маньчских прогибов и на северном борту Терско-Каспийского передового прогиба. Литолого-фациальный комплекс мелководных карбонатных отложений на севере граничит с литолого-фациальным комплексом относительно глубоководных отложений, а на юге ограничивается разломом между Терско-Каспийским передовым прогибом и Ногайской ступенью. В его составе выделено три субкомплекса: известняков глинистых и известняков пелитовых; известняков и известняков глинистых; туфов, доломитов и известняков. Характерной особенностью рассматриваемого литолого-фациального комплекса является широкое развитие различных по составу и строению органогенных построек. При этом наибольшее распространение биогермные породы получили в составе нефтекумской свиты субкомплекса известняков и известняков глинистых.

Известняки обычно белые, сахаровидные, массивные, сильно перекристаллизованные, кавернозные, биогермные и органогенно-детритовые, доломитизированные. Для участков биогермообразования характерно резкое изменение мощности (от 300 до 1200 м и более).

Накопление индско-анизийских осадков осуществлялось в двух обособленных друг от друга морских бассейнах, разделенных Ставропольским сводовым поднятием. В Западном Предкавказье на севере эпигерцинской платформы в раннемезозойское время образовались грабенообразные впадины, заполнявшиеся плохо отсортированным грубозернистым терригенным материалом литолого-фациального комплекса глубоководных депрессионных отложений. Литолого-фациальный комплекс мелководных карбонатных отложений формировался на южном пригеосинклинальном крае платформы, испытывавшем относительную подвижность и дифференцированность тектонических движений. Вероятно, из-за повышенного привноса в эту зону обломочного материала и ее тектонической активности мощные, линейно вытянутые зоны рифогенных образований, характерные для позднего триаса [3], здесь отсутствуют. Относительно глубоководные терригенно-глинистые осадки накапливались в нормальном морском бассейне, существовавшем в ранне-среднетриасовое время на месте современной геосинклинальной области Большого Кавказа.

В Восточно-Предкавказском бассейне по условиям седиментации выделяются три области: северная, центральная и южная. Северная область находилась преимущественно в зоне Маньчских прогибов. Она характеризовалась относительно большими глубинами, где, в условиях некомпенсированного прогибания, происходило накопление алевритовых и карбонатных осадков. Аналогичные условия седиментации существовали, предположительно, и в южной области, расположенной на территории северного борта Терско-Каспийского передового прогиба. Совершенно иными были условия осадконакопления в центральной части бассейна ранне-среднетриасовой седиментации. Здесь в это время существовал приподнятый блок, своего рода "морская банка" по Дж.Л.Уилсону [4]. Используя имеющиеся, в том числе и собственные, критерии выявления биогермной природы карбонатных пород и привлекая опыт изучения органогенных построек в пределах выходов рифогенных толщ на сопредельных территориях, мы поддерживаем предположение некоторых исследователей [5–6] о наличии среди раннетриасовых образований органогенных построек. При этом наиболее благоприятные условия для формирования мощных органогенных построек существовали вдоль приподнятых краев крупных тектонических блоков.

Литература

1. *Пушкарский Е.М., Бойко Н.И.* Литолого-фациальные особенности и условия образования индско-анизийских отложений Западного Предкавказья // *Известия ВУЗов. Геология и разведка.* 1984. № 6. С. 75–84.

2. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкий В.И. Триасовые карбонатные формации Западного Предкавказья // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 104–114.
3. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 61–70.
4. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.
5. Горкушин А.С., Стасенков В.В., Фролов И.Ф. О перспективах нефтегазоносности рифового карбонатного комплекса нижнего триаса Восточного Предкавказья // Нефтегазовая геология и геофизика. 1974. № 1. С. 12–18.
6. Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдко Н.И. О генезисе «пятнисто-брекчиевидных известняков» нижнего триаса Восточного Предкавказья // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 259–273.

М.Г. Бояршинова, О.В. Неделько

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НИЖНЕПОКУРСКОЙ ПОДСВИТЫ ХАДЫРЬЯХИНСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Одним из сложных объектов разработки Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна является покурская свита, выделяемая в объеме аптского, альбского и сеноманского ярусов. Отложения свиты накапливались в периодически сменяющихся обстановках аллювиальной и прибрежной равнины, что обусловило высокую степень литолого-фациальной неоднородности ее строения и, соответственно, проблемы корреляции продуктивных пластов [1]. С целью уточнения геологической модели были проведены литолого-фациальные исследования отложений стратиграфически одновозрастных пластов ПК19-20 Берегового и ПК20-1 – ПК20-4 Хадырьяхинского лицензионных участков. По региональной стратиграфической схеме Западной Сибири пласты относятся к нижней подсвите покурской свиты Тазовско-Уренгойского подрайона, по общей стратиграфической шкале – к среднему-верхнему подъярису аптского яруса нижнего мела [2]. Мощность изучаемого интервала разреза на площади работ составляет порядка 110–130 м.

Район исследований расположен в пределах Тазовского нефтегазоносного района Пур-Тазовской области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В тектоническом отношении относится к Хадырьяхинской моноклинали Надым-Тазовской синеклизы Западно-Сибирской плиты.

Литолого-фациальный анализ проводился по керновому материалу 6 скважин (434,48 м). Было выделено 4 фациальных комплекса, включающих 21 фацию. Ниже приведена краткая характеристика основных фаций.

Комплекс фаций русел и приливно-отливных каналов:

Фации речного русла представлены тонко- и средне-мелкозернистыми песчаниками с однородной, крупной (иногда срезанной) и мелкой косой, пологонаклонной слоистостью, подчеркнутой углистым и глинистым материалом. Отмечаются фрагменты углефицированной древесины и прослойки с обилием углефицированного растительного детрита. Встречаются признаки влияния приливно-отливных процессов – сдвоенные углисто-глинистые слойки, единичные ходы бентосных организмов ихнофации *Skolithos*.

Фации приливно-отливного канала/ручья сложены песчаниками от мелко-тонкозернистых до средне-мелкозернистых, с пологонаклонной, фазерной, мелкой косой и разнонаправленной крупной косой слоистостью с редкими следами биотурбации (*Planolites*, *Cylindrichnus*, *Skolithos* и др.). Отмечается углистый детрит и рассеянные стяжения сидерита. Среди отличительных черт фаций следует отметить частую смену текстур, бимодальность в направлении течений, наличие сдвоенных илистых слойков и солоноватоводной биотурбации. Для фаций русел и каналов характерна нижняя эрозионная граница часто с присутствием глинистых интракластов в подошве и по поверхностям реактивации, постепенное уменьшение гранулометрии вверх по разрезу. Отложения комплекса также представлены в разрезе фациями прирусловых валов (в том числе субаквальных), лагговых отложений, гетеролитного заполнения приливно-отливного канала и др.

Комплекс фаций маршей и болот характеризует надприливную зону приливно-отливной равнины [3].

Фации прибрежных болот представлены углями и углистыми аргиллитами с микрослоистой или неяснослоистой текстурой; в аргиллитах с многочисленными фрагментами углефицированной древесины и растительного детрита.

Фации маршей диагностировались по глинисто-алевритовому составу и неяснослоистой текстуре пород, наличию корневых систем наземных растений, обилию углистого детрита, следам биотурбации (*Planolites*) и парагенетическим ассоциациям с фациями приливно-отливных отмелей и заливов.

Комплекс фаций приливно-отливных отмелей относится к межприливной зоне и включает в себя *фации песчаных, смешанных и глинистых отмелей*, последовательно сменяющих друг друга по направлению от моря к суше [3]. Для пород, в целом, характерна ритмичная бимодальная линзовидная или волнистая слоистость, слабо нарушенная биотурбацией, присутствие углистого детрита, редких ризокреций, рассеянных стяжений сидерита. Слабая степень биотурбации осадка и низкое видовое разнообразие бентосных организмов ихнофации *Skolithos-Cruziana* (преимущественно *Planolites*, *Cylindrichnus*, *Asterosoma*) указывают на солоноватоводность и неустойчивый гидродинамический режим среды седиментации, характерный для приливно-отливной зоны [4].

Комплекс фаций заливов и лагун:

Фации центральной и окраинной части залива характеризуются глинисто-алевритовым и песчано-алевритовым составом осадка, соответственно. Для пород характерна умеренная или интенсивная проработка осадка биотурбаторами (*Chondrites*, *Asterosoma*, *Cylindrichnus*, *Planolites*), нарушающая первичные тонкослоистые, линзовидно-волнистые текстуры. Встречаются отложения с исключительным присутствием ходов *Chondrites*, указывающие на пониженное содержание кислорода – застойные обстановки заливов и лагун [4]. В породах окраинной части залива отмечаются текстуры волновой и приливно-отливной переработки, а также остатки корневой системы растений и смена вверх по разрезу фациями маршей и болот, свидетельствующие об интенсивном развитии растительности и местами заболоченном характере прибрежной части залива.

Фации дельты головной части залива формировались в результате периодической разгрузки аллювиальных вод в прибрежный залив. Отложения не выдержаны по простиранию, образуют отдельные разобщенные линзовидные песчаные тела среди глинисто-алевритовых пород залива. Фации имеют смешанный глинисто-алеврито-песчаный состав с огрублением состава пород вверх по разрезу, что отражает постепенное повышение гидродинамики среды седиментации и проградацию дельты. В нижней части дельты отмечаются фации продельты, сложенные глинистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаников (часто с запечатанной волновой рябью) с линзовидно-волнистой и пологоволнистой слоистостью, в различной степени нарушенной биотурбацией (*Chondrites*, *Planolites*, *Cylindrichnus*, *Asterosoma* и др.), с трещинками синерезиса. Верхняя часть представлена средне-тонко-мелкозернистыми песчаниками, хорошо сортированными, с массивной (однородной) и мелкокосослойчатой текстурой.

В ходе работ было установлено, что отложения нижней части изучаемого интервала разреза формировались в условиях постепенно затапливаемой прибрежной аллювиальной равнины с развитой системой меандрирующих речных русел. Выше они сменяются фациями приливно-отливной равнины и рассекающих ее приливно-отливных каналов и ручьев. Далее на отдельных участках территории отмечаются фации заливно-лагунного побережья, отражающие максимум затопления территории. Верхняя часть разреза сложена фациями приливно-отливной и прибрежной аллювиальной равнины. Выявленный комплекс фаций и их особенности распределения по площади и по разрезу свидетельствуют о накоплении отложений изучаемых пластов в пределах *побережья со смешанным влиянием приливно-отливных и волновых процессов* [5].

Литература

1. Жемчугова В.А., Бербенев М.О. Седиментационный контроль нефтегазоносности меловых отложений Русско-Часельского мегавала (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 63–70.

2. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложения Западной Сибири. Новосибирск, 2004 г.
3. Walker R.G., Plint A.G. Control of sea level change/ R.G. Walker, N.P. James (eds.)// Facies models – response to sea level change. –Stittsville, Geological Association of Canada, 1992. P. 15–25.
4. Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems / Geological Association of Canada, Short Course Notes 15. Canada, 2001. 343 p.
5. Boyd, R.L., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. Classification of clastic coastal depositional environments. Sediment. Geol. 80. 1992. 139–150.

З.В. Гаврусев

ГГУ им. Ф. Скорины, г. Гомель, Беларусь

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА (НА ПРИМЕРЕ СУДОВИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Геологический разрез Припятского прогиба представлен следующими толщами: подсолевой терригенной, подсолевой карбонатной, нижнесоленосной, межсолевой, верхнесоленосной, включающей в себя галитовую и глинисто-галитовую, надсолевою. В тектоническом плане представляет собой палеорифт, состоящий из структур более низких порядков. Структурами второго порядка являются: Северная зона ступеней и Внутренний грабен. Структуры третьего порядка – Речицко-Шатилковская, Червонослободско-Малодушинская, Заречинско-Великоборская, Шестовичско-Сколординская, Наровляно-Ельская тектонические ступени, Петриковско-Хобнинская зона осевых погруженных выступов и периклиналей, Старобинская, Туровская депрессии. А также значительное количество структур более мелкого порядка и внепорядковых структур.

Детально изучены межсолевые толщи позднего девона: домановичского горизонта (D_3dm), задонского надгоризонта (D_3zd), в объеме тонежского (D_3tn), тремлянского (D_3trm) и вишанского (D_3vsh) горизонтов, елецкого надгоризонта (D_3el), в объеме туровского (D_3tr) и дроздовского (D_3dr) горизонтов, а также петриковского горизонтов (D_3ptr).

Судовицкое месторождение нефти расположено в Светлогорском районе Гомельской области. На его территории пробурено более 50 скважин, вскрывающие отложения межсолевой толщи. Открыты 3 залежи нефти: елецко-петриковская, воронежская и полоцкая, в которых ведется промышленная добыча нефти.

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

Литолого-петрографическая характеристика кернового материала межсолевых отложений в пределах месторождений северной части Припятского прогиба проводилась на примере Судовицкого месторождения. Суммарное количество изученных скважин – 51.

Геологический разрез межсолевой толщи Северной структурной зоны Припятского прогиба представлен в объеме толщ верхнего девона и сложен нижнефаменскими отложениями (D_3fm_1), включающими в себя породы домановичского горизонта (D_3dm), задонского надгоризонта (D_3zd), в объеме тонежского (D_3tn), тремлянского (D_3trm) и вишанского (D_3vsh) горизонтов, елецкого надгоризонта (D_3el), в объеме туровского (D_3tr) и дроздовского (D_3dr) горизонтов, а также петриковского горизонтов (D_3ptr), однако в пределах Судовицкого месторождения отложения домановичского и кузьмичевского горизонтов не вскрыты.

Тонежский горизонт (D_3tn) представлен известняками, доломитами, ангидритом, глиной и каменной солью.

Тремлянский горизонт (D_3trm) представлен доломитами, ангидритом, известняками, областью переслаивания известняков с доломитами, сульфатно-карбонатной породой, глиной.

Вишанский горизонт (D_3vsh) представлен известняками, доломитами и областью переслаивания известняка, ангидрита и мергеля.

Туровский горизонт (D_3tr) представлен известняками и доломитами.

Дроздовский горизонт (D_3dr) представлен доломитами, известняками, областью переслаивания известняка и доломита.

Петриковский горизонт (D_3ptr) представлен ангидритом, аргиллитом, брекчией, доломитами, известняками, мергелем, областями переслаивания известняков с доломитами и известняков с мергелем.

Геологический возраст межсолевой толщи обоснован по комплексу ископаемых остатков: миоспор, конодонтов, брахиопод, радиолярий, фораминифер, спикулам кремниевых губок, пелеципод, иглокожих, аммоноидей, известковых водорослей и цианобактерий. В наибольшем количестве в керновом материале встречены остатки радиолярий, брахиопод и спикулы губок.

Литература

1. Фондовые материалы РУП «Производственное объединение «Белоруснефть»
2. Стратиграфическая схема девонских отложений Беларуси, 2010. – утверждена Приказом Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь № 49 от 22.09.2010 г.

*Г.М. Галимова, С.В. Астаркин, Е.В. Гибадуллина, А.А. Татаринцева
Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми*

СВЯЗЬ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ОБСТАНОВКАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕБАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОГАЛЫМСКОГО РЕГИОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Объектом исследования являются верхнебатские отложения (пласт Ю₂) восточной части Когалымского региона, в пределах Северо-Нижневартовской моноклинали.

Сложное геологическое строение и неравномерное распределение коллекторов по разрезу и по площади, а также небольшая изученность пласта на территории Когалымского региона, делает работы по данной территории весьма актуальными. Для реконструкции обстановок осадконакопления было использовано макроскопическое описание керна с выделенными структурно-текстурными признаками пород по 35 скважинам. В целом, большинство изученных скважин характеризуются удовлетворительным выносом керна (60 % и более).

Отложения пласта Ю₂ перекрыты непроницаемыми глинистыми породами нижневасюганской подбиты, сформированными в условиях дальней зоны пляжа. На изученной территории толщина пласта Ю₂ варьирует от 10,0 до 32,0 м, максимальные значения приходится на юго-восточную часть района. Пласт характеризуется неоднородным составом и сложен неравномерным чередованием алеврито-глинистых и алеврито-песчаных пород с прослоями углей. Формирование пласта происходило на фоне постепенной, но неравномерной трансгрессии моря, с периодами морских ингрессий. Нижняя часть пласта представлена континентальными отложениями. Выравнивание рельефа привело к формированию в пределах низменной аккумулятивной равнины аллювиальной системы меандрирующего типа. Реконструированы пойменные обстановки, которые представлены преимущественно глинистыми породами с прослоями углей. Реже встречаются участки развития озерных субобстановок, а также аккумулятивных тел шнуркового типа (палеорула рек). Выше по разрезу аллювиальные обстановки сменяются отложениями прибрежной равнины, на которую периодически проникали воды морского бассейна. Это привело к формированию на обширных площадях однотипных глинисто-алевритовых пород. Вверх они переходят в прибрежно-морские обстановки, характерной чертой которых являются многочисленные вертикальные и горизонтальные следы жизнедеятельности морских организмов, наличие фаунистических остатков, преобладание волнистых текстур и взмучивания волнением [1]. Мощность континентальных, переходных и морских отложений меняется в зависимости от палеорельефа местности.

По составу обломочной части, изученные алеврито-песчаные породы являются полимиктовыми, на классификационной схеме В.Д. Шутова отвечают аркозовой (граувакковые аркозы), реже граувакковой (полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые граувакки) группе. Акцессорные минералы представлены зернами циркона, турмалина, апатита, сфена, титанистых минералов. В отложениях, сформировавшихся под действием волновых процессов, наблюдается небольшой рост содержания циркона и низкое разнообразие других акцессорных минералов, что вероятно связано с хорошей механической устойчивостью данного минерала. В изученных алеврито-песчаных породах преобладают полуокатанные и угловатые обломки. Степень окатанности пород увеличивается в грубозернистых отложениях (песчаники средне-мелкозернистые) с преобладанием волновых процессов.

Рассмотрим изменения гранулометрических коэффициентов в зависимости от характера движения среды отложения. Алеврито-песчаные породы нижней континентальной части характеризуются довольно плохой сортировкой (S_0 2,0–3,0), большим разбросом значений медианы (Md 0,06–0,18 мм). Сортировка и медиана повышаются (S_0 1,4–2,5, Md 0,13–0,18 мм) в морских отложениях, при значительных волновых процессах. Коэффициент асимметрии слабо изменяется от типа среды седиментации (A 0,4–0,9) и имеет положительный знак, что указывает на довольно активную гидродинамику. Значения эксцесса чуть выше в прибрежно-морских отложениях с активной волновой переработкой вещества (E 1,0–1,45). Отметим, что данные гранулометрического анализа не дают возможности четко диагностировать обстановки осадконакопления. С некоторой долей уверенности можно разделить отложения, сформированные при различных гидродинамических режимах (отделение потоковых отложений от отложений, сформированных преимущественно волновых процессах). Однако не стоит забывать, что существенное влияние на характер распределения частиц оказывает не только зона активного воздействия гидродинамических факторов среды седиментации, но и интенсивность обработки кластического материала в процессе транспортировки, что может осложнить определение характера движения среды отложения осадка [2, 3].

Литература

1. *Алексеев В.П.* Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии) // Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. – 209 с.
2. *Романовский С.И.* Седиментологические основы литологии // Ленинград: Изд-во Недр, 1977. 408 с.
3. *Вакуленко Л.Г., Предтеченская Е.А., Чернова Л.С.* Опыт применения гранулометрического анализа для реконструкции условий формирования песчаников продуктивных пластов васюганского горизонта (Западная Сибирь) // Литосфера – 2003. – С. 99–108.

Ю.Р. Гататдинова^{1,2}, Ю.В. Ростовцева¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

²ГИН РАН, г. Москва

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ РЕЗКИХ ИЗМЕНЕНИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕМ АЛЬБЕ-СЕНОМАНЕ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА)

Период времени ранний альб – поздний сеноман ознаменовался становлением новой позднемеловой эпохи, которая охарактеризовалась резкими различиями в литологическом строении отложений, соотношениях изотопов углерода и кислорода, обусловленных изменениями углеродного баланса и температурного режима планеты. На рубеже альба и сеномана отмечается широкое развитие в бассейнах осадконакопления обстановок дефицита кислорода вплоть до аноксических. Отложения верхнего альба и нижнего сеномана в разрезах Аймаки, Дорога Леваша – Хаджалмахи, Перевал Сергокала – Леваша, Дорога Губден – Герга Горного Дагестана соответствуют данному интервалу времени. Изучение этих отложений позволило реконструировать условия осадконакопления, существовавшие в конце альба и в самом начале сеномана.

По данным макро- и микроскопических (в шлифах) исследований и результатам рентгенофазового анализа было выделено 14 литологических типов (литотипов) пород в строении рассматриваемых разрезов. Изучаемые отложения представлены разновидностями карбонатных (литотипы: Иг, Игф, Иф), глинистых (литотипы: Ги, ГБ, ГИф, ГП, Га) и обломочных (литотипы: Пи, ПК1, ПК2, Пгл, Пг, ПГ) осадочных образований. По особенностям распределения литотипов по разрезу и их парагенезам были выявлены условия накопления осадков и их изменчивость, что показано на фациальном профиле (Рисунок).

В альбе в пределах изучаемого района Предкавказья существовали условия седиментации внешнего шельфа [1]. В конце альба, при действии трансгрессии на части рассматриваемых площадей (разрезы: Аймаки, Дорога Леваша – Хаджалмахи и Перевал Сергокала – Леваша) происходило накопление в основном известково-глинистых тонкозернистых осадков (фация 2, литотип Ги) на участках внешнего шельфа с ухудшенной циркуляцией вод. При повышении биопродуктивности в бассейне эпизодически формировались известково-глинистые отложения, обогащенные раковинами фораминифер (фация 3, литотип ГИф). Причиной повышения биопродуктивности могло быть улучшение циркуляции вод, связанной, например, с действием «микроапвеллингов» [2]. В разрезе Перевал Сергокала – Леваша в подкровельной части изучаемых отложений верхнего альба прослеживается прослой песчано-глинистых осадков, скорее всего, отвечающий накоплениям донных течений (фация 4, литотипы: ПК2, Пг). В разрезе Дорога Губден – Герга выделяется глинисто-

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

песчаный и песчаный фациальный тип осадков (фация 5, литотипы: Пи, ПГ), формирование которых в это время происходило в прибрежно-мелководной обстановке.

В отложениях верхнего альба разреза Аймаки по изотопному анализу карбонатной составляющей было выявлено утяжеление изотопного состава углерода. В аналогичных по возрасту отложениях высокие положительные величины $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются и в других хорошо изученных разрезах: Youxia (южный Тибет), Mont Risou (Юго-Восточная Франция), Monte Petrano (Италия) и ODP Site 1052E (Северная Атлантика) [3]. Данный интервал разреза по времени сопоставим с проявлением глобального аноксического события OAE 1d, связанного с развитием эвстатической трансгрессивной фазой в конце раннего мела, а также повышением биопродуктивности вод. Установлено, что пик события OAE 1d соответствует ~101 млн лет (зона планктонных фораминифер *Parathalmanninella appenninica*) [4].

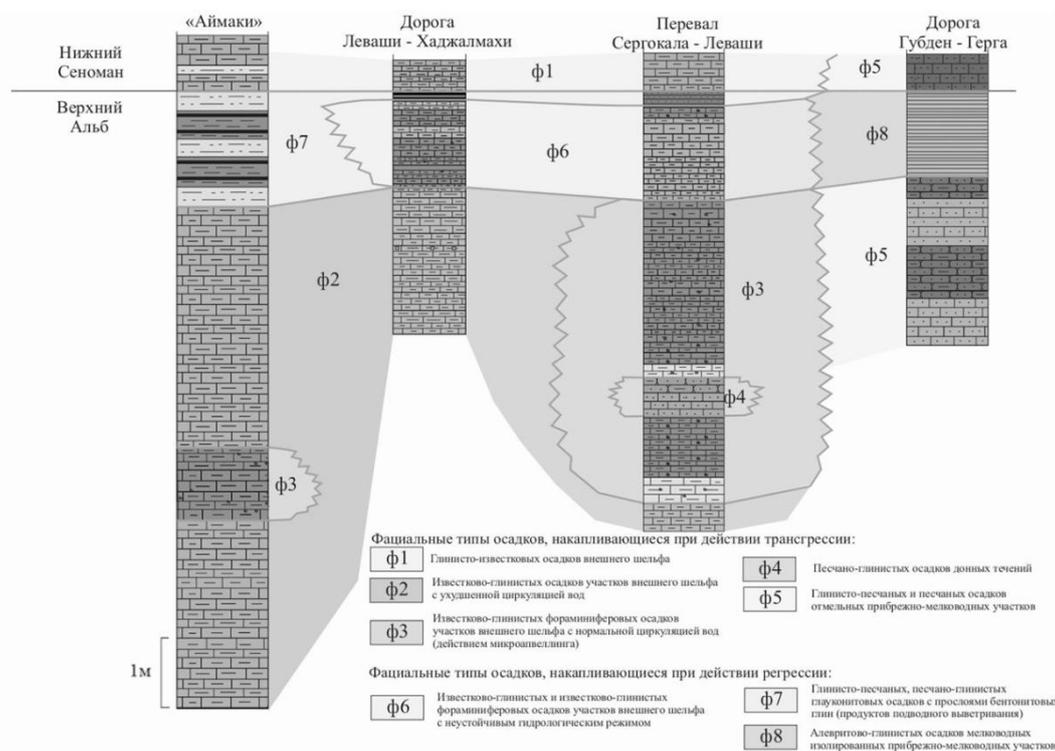


Рисунок. Фациальный профиль верхнеальб-нижнесеноманских отложений разрезов Северо-Восточного Кавказа

В конце альба с началом короткой регрессивной фазы (с пиком около 100 млн лет назад) происходило накопление глинисто-песчаных и песчано-глинистых глауконитовых осадков, содержащих прослой бентонитовых глин (продуктов подводного выветривания по витрокластике) (фация 7, литотипы Пгл, ГБ), что хорошо прослеживается в разрезе Аймаки. Смена известково-глинистой седиментации режимом песчано-глинистого осадконакопления хорошо согласуется с литолого-

палеогеографическими схемами центральной части северного Кавказа, свидетельствующими о сокращении общей площади бассейна [5]. В это время отмечается активное действие вулканизма в пределах Малого Кавказа [6]. Согласно Л. Ф. Копаевич и О. А. Хотылева [7], в кровле альба в разрезе Баксан Северного Кавказа также выявлено наличие пеплового горизонта. Вмещающие этот прослой отложения, по данным Л. Ф. Копаевич [7], соответствуют зоне с *Thalmaninella gandolfii* в биостратиграфической шкале меловых отложений по фораминиферам. Первое появление этого вида отмечается около 101,92 млн лет. Учитывая возраст границы альба и сеномана, соответствующей 100,5 млн лет, интервал с прослоем бентонитовых глин, возникших по пепловому материалу в разрезе Аймаки в кровле альба, может отвечать периоду времени от 101,92 до 100,5 млн лет. Осадки рассматриваемой фации (фации 7) присутствуют в разрезах: Дорога Леваша – Хаджалмахи (в виде глины бентонитовой (литотип ГБ)), Перевал Сергокала – Леваша (глина песчаная (литотип ГП)). В этих разрезах установлен также наличие известково-глинисто-фораминиферовой фациальной типа осадков участков внешнего шельфа с неустойчивым гидрологическим режимом (фация 6, литотипы: Ги, ГИф). В разрезе Дорога Губден – Герга выделяется фация алевроитово-глинистых осадков (фация 8, литотип Га), характерных для изолированных прибрежных участков.

В начале сеномана в результате развития морской трансгрессии произошла смена условий осадконакопления. В разрезах Аймаки, Дорога Леваша – Хаджалмахи и Перевал Сергокала – Леваша низы сеномана представлены глинисто-известковыми осадками (фация 1, литотип Иг), сформировавшимися на участках внешнего шельфа. В разрезе Дорога Губден – Герга этот интервал разреза характеризуется глинисто-песчаными и песчаными осадками (фация 5, литотип ПК1), свойственными для прибрежно-мелководных участков. Развитие данных фациальных типов осадков в это время согласуется с существующими литолого-палеогеографическими схемами [8].

Благодаря рассчитанным относительным значениям палеотемператур по изотопному составу кислорода, был выявлен общий тренд похолодания на рубеже альба и сеномана, и его последующего продолжения в начале сеномана. По изотопным данным был рассчитан показатель Z [9], по значениям которого изучаемые карбонатные породы альба и сеномана отвечают морским отложениям, формирование которых происходило в водах близких по солености.

Авторы высказывают искреннюю благодарность доктору геолого-минералогических наук Ю. О. Гаврилову (ГИН РАН) за предоставленный материал, возможность участия Ю. Р. Гататдиновой в полевых исследованиях и ценные научные консультации.

Литература

1. Энсон К. В. История развития и условия формирования апт-альбских отложений центральной части Северного Кавказа и Предкавказья: Автореф. канд. дисс., Москва, 2009.

2. Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Иванов А.В., Нигмаджанов Т.И. Циклостратиграфическая корреляция сеноманских и туронских отложений Восточно-Европейской платформы. Вестник МГУ. Серия Геология. 2017, (5), С. 41–48.
3. Yao H. et al., Biostratigraphy, carbon isotopes and cyclostratigraphy of the Albian-Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d in southern Tibet// Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (2018).
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратисфере и биосфере: четыре сценария, журнал «Биосфера», 2010, т.2, №2 С. 231–246.
5. Копаевич Л.Ф. Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции: Автореф. канд. дисс., Москва. 2011.
6. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточного-Черноморского региона. М.: Научный мир. 2007. 172 с.
7. Копаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе: Вестн. Моск. Ун-та. Сер.4. Геология. 2014.№6.
8. Верещагин В.Н., Ронов А.Б. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. Москва: ГУГК. 1968.
9. Weber, J. N. and Raup, D. M. 1968. Comparison of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $\text{I8O}/\text{I6O}$ in the skeletal calcite of Recent and fossil echinoids. Journal of paleontology, 42: 37–50.

Н.И. Глушанкова¹, А.К.Маркова²

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

²*ИГРАН, г. Москва*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЖНЕМ ПРИКАМЬЕ

В докладе в краткой форме излагаются основные данные комплексного междисциплинарного изучения лёссово-почвенно-криогенной формации на территории Камской лессовой провинции, дополненные новым материалом, полученным в последнее время. В нем детально рассмотрена геология разреза Рыбная Слобода ($55^{\circ}38'$ с.ш., $50^{\circ}25'$ в.д.), располагающегося на III надпойменной террасе Камы, за пределами распространения древних ледниковых покровов. Выявлена структура отложений, включающая сложный лёссово-почвенный комплекс, состоящий из двух почв второй половины среднего плейстоцена (каменской и роменской) и трех позднплейстоценовых почва (микулинской, крутицкой, брянской).

Детальные комплексные исследования позволили: 1) провести стратиграфическое расчленение и фациально-генетическое разграничение четвертичных отложений: 2) оценить общее строение и свойства субаэральной толщи, представляющей достаточно полную стратиграфическую колонку среднего-позднего плейстоцена на

территории Камской лессовой провинции; 3) определить региональные особенности лессово-почвенных серий, отвечающих климатолитам среднего и позднего плейстоцена; 4) проследить тренд процессов педогенеза трех межледниковых и двух интерстадиальных эпох; 5) показать, что формирование межледникового почвенного покрова происходило в условиях лесостепных и степных ландшафтов суббореального климатического пояса. Основным фоном его в постлихвинское (каменское) межледниковье составляли бурые лесные лессивированные, черноземовидные почвы. В роменский этап формировались почвы, близкие современным дерново-глеевым. В почвенном покрове микулинского межледниковья развитие получили комбинации лесных и лугово-черноземных почв. Полигенетические профили каждой из межледниковых почв отражают многофазность их развития, сложность и динамичность природной среды. Генезис почв интерстадиальных эпох позднего плейстоцена характеризуется как дерновый и мерзлотно-глеевый.

Сравнительный анализ трёх позднеплейстоценовых эпох педогенеза показал, что к голоценовому максимально приближено, хотя не является идентичным по строению почвенного покрова, микулинское межледниковье, в течение которого был реализован межледниковый цикл эволюции почв, и которое может рассматриваться в качестве эпохи – аналога голоценового межледникового почвообразования.

По совокупности полученных данных выявлено существование в плейстоценовой истории Камской провинции значительно более сложной ледниково-межледниковой климаторитмики, чем представлялось ранее. В связи с этим существенно пересмотрена последовательность развития ледниковых покровов и разделяющих их климатических изменений внутри межледниковых эпох, свидетельствующих о существовании внутри их структуры нескольких фаз, отвечающих двум, а возможно, и трем оптимумам. Прослежена эволюция межледникового педогенеза и природной среды на протяжении последних ~ 450 тыс. лет.

Впервые обнаружено и охарактеризовано местонахождение фауны мелких млекопитающих лихвинского межледниковья в бассейне Камы – самое восточное местонахождение Русской равнины, содержащее остатки 16 видов насекомоядных, зайцеобразных и грызунов. Наиболее показательными являются находки архаичной водяной полевки *Arvicola cantianus* и древней степной пеструшки *Lagurus transiens*. Четкие стратиграфические условия залегания фауны в совокупности с эволюционными особенностями мелких млекопитающих однозначно датируют отложения, содержащие фауну, лихвинским межледниковьем (МИС 11) и позволяют отнести ее принадлежность к гуньковскому фаунистическому комплексу мелких млекопитающих. Проведена корреляция фауны Рыбной Слободы с фаунами известных лихвинских местонахождений Русской равнины и синхронных им гольштейнских (==хокснийских) местонахождений Западной Европы и Великобритании.

Экология мелких млекопитающих, обнаруженных в Рыбной Слободе, свидетельствует о распространении в период лихвинского межледниковья в устье Камы ландшафтов разных типов. Находки остатков лесных полевок рода *Clethrionomys* (*Cl. rufocanus* и *Cl. glareolus*) и пашенной полевки *Microtus agrestis* указывают на распространение лесов, как широколиственных, так и хвойных. Присутствие таких видов открытых пространств как степная пищуха *Ochotona pusilla*, суслик *Spermophilus*, европейский хомяк *Cricetus cricetus*, степная пеструшка *Lagurus transiens*, желтая пеструшка *Eolagurus luteus volgensis*, узкочерепная полевка *Lasiopodomys (S.) gregalis* дает представление об открытых степных ландшафтах, приуроченных, вероятно, к плато. Ряд обнаруженных видов обитают в луговых ландшафтах пойм, на опушках лесов: обыкновенная полевка *M. arvalis*, европейский крот *Talpa europea*. Водяная полевка *Arvicola cantianus* и полевка-экономка *Microtus oeconomus* – обитатели околородных биотопов. Эвритопный вид - обыкновенная бурозубка *Sorex araneus* - распространен как в лесных, так и в открытых луговых и степных биотопах. В целом, по материалам мелких млекопитающих в устье Камы в период лихвинского межледниковья реконструируются лесостепные ландшафты.

Полученные результаты в основных чертах корреспондируются с имеющимися данными сопредельных территорий и могут служить основой для проведения широких палеогеографических реконструкций и межрегиональных корреляций.

О.В. Голованова

ГИН РАН, г. Москва

ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МЕЛКОВОДНЫМ ФАЦИЯМ РАННЕМЕЛОВОГО ВРЕМЕНИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ДАГЕСТАН, РАЗРЕЗ “ГУНИБ”)

Исследования юрско-меловых разрезов Центрального Дагестана осуществляется нами в составе общей тематики, охватывающей специфику так называемых аноксических и/или дезоксических палеособытий (ОАЕs – oceanic anoxic events) региона в числе эпиконтинентальных бассейнов Северо-Восточного Пери-Тетиса [1]. Разрез “Туниб” характеризуется целым рядом типичных литолого-геохимических признаков ОАЕ, главнейшими из которых являются наличие темноцветного глинистого горизонта с тонкой ламинацией, практически отсутствующей биотурбацией и ярко выраженным, (в данном случае негативным) экскурсом изотопных соотношений углерода и кислорода карбонатной составляющей. Предположительно, этот интервал рассматривается нами как результат относительно кратковременного, так называемого малого события, имевшего место на рубеже готерив-баррем (Faraoni event). Позднеготеривское событие,

хорошо известное на Средиземноморье и в соседних регионах, является гипотетически весьма ожидаемым в Дагестане [1, 2].

Установление точного возраста исследуемого интервала сопровождаются трудностями из-за отсутствия достаточного материала по наннопланктону, что может быть следствием мелководности палеоусловий. В разрезе “Туниб” (опробование Ю.О. Гаврилова) вмещающие породы представлены светлыми бежевато-серыми, плотными биодетритовыми глинистыми известняками, сменяющимися менее плотными и более глинистыми, на нескольких уровнях песчано-алевритистыми (кварц-глауконит-полибиодетритовыми), с неравномерным содержанием карбонатного материала породами, а на уровне, предположительно соответствующему Faraoni event, темно-серыми, известковистыми глинами, с тончайшими прослойками кварц-глауконитового алеврита. Подавляющее большинство в породах всего разреза “Туниб” составляют биокласты мшанок, причем как колоний, хорошо распознаваемых визуально, так и неравномерной степени окатанности, целого спектра песчано-алевритовой размерности, определяемые лабораторными методами (оптической и электронной микроскопии). На ряде уровней определяются биокласты раковин моллюсков и бентосных фораминифер (*Lenticulina* sp., *Dentalina* sp. и др.). Внутренние полости биокластов часто выполняются глауконитом постседиментационной стадии.

Определение изотопного состава С и О (масс-спектрометр Delta V Advantage с Gas-Bench (Thermoelectron), лаборатория геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН) показало наличие четкого экскурса значений $\delta^{13}\text{C}$ (от 1,6‰ PDB до -0,6‰ PDB) и четкого экскурса значений $\delta^{18}\text{O}$ (от -3,0‰ PDB до -6,0 - -9,0‰ PDB) на уровне тонкослоистых, темно-серых, слабокарбонатных глин. Полученные значения в целом являются достаточно типичными для рассматриваемых событий [1, 2], однако для “малого события Faraoni” разброс значений изотопных соотношений С и О представляется слишком существенным. Это особенно касается значений $\delta^{18}\text{O}$ порядка -9,0‰ PDB и предполагает значительное содержание CaCO_3 , образованного в результате кристаллизации на постседиментационной стадии.

Исследование генетических типов карбонатного материала разреза “Туниб” методами оптической и электронной микроскопии показало, что в количественном отношении преобладает биогенный карбонат биокластов мшанок, а также раковин моллюсков, фораминифер и (в единичных случаях) наннопланктона. Фрагменты биокластов неравномерно затронуты процессами перекристаллизации карбонатного вещества, внутренние их полости часто выполнены кристаллическим кальцитом постседиментационной стадии. Кристаллический диагенетический кальцит также нередко заполняет пустоты. Значительная часть обнаруженных форм кальцита постседиментационной стадии может обуславливать увеличение негативного экскурса по кислороду, однако подобные формы практически повсеместно встречаются в

мезокайнозойских разрезах и часто не вызывают заметных изменений изотопного состава карбоната в целом.

На уровне тонкослоистых, алевритистых глин со значениями $\delta^{18}\text{O}$ $-9,0\%$ PDB биокластовый материал практически не определяется, а главным, количественно преобладающим генетическим типом является CaCO_3 постседиментационной стадии (Рисунок), что, по всей вероятности, обуславливает увеличение интенсивности негативного шифта по кислороду.

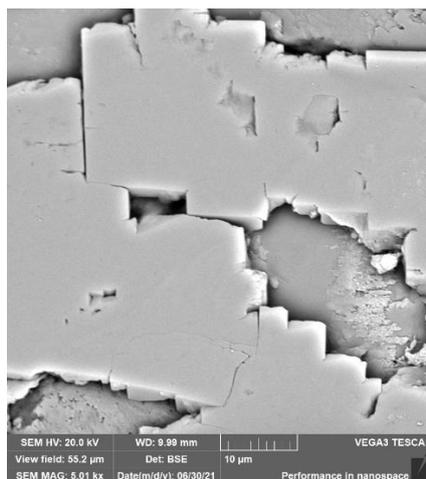


Рисунок. Кальцит постседиментационной стадии

Работа выполнена в рамках госзадания, тема FMUN-2019-0073 “Обстановки накопления и особенности постседиментационных преобразований осадочных комплексов геохимически различных палеобассейнов Русской платформы, Крымско-Кавказской области и смежных регионов”.

Литература

1. *Gavrilov Y.O., Shcherbinina E.A., Aleksandrova G.N.* Mesozoic and Early Cenozoic paleoecological events in the sedimentary record of the NE Peri-Tethys and adjacent areas: an overview // *Lithology and Mineral Resources*. 2019. Vol. 6, No. 6, pp. 524–543.
2. *Baudin F., Riquier L.* The late hauterivian Faraoni “Oceanic Anoxic Event”: an update // *Bull. Soc. Geol. France*. 2014. T. 185, No. 6, pp. 359–377.

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

ЛОФЕРИТЫ В ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

Нижнефаменский уровень карбонатного осадконакопления в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции характеризуется разнообразием фациальных

условий. В этот период происходило развитие Камско-Кинельской системы прогибов. Отложения фамена по структурной позиции подразделяются на сводовый, бортовой и депрессионный типы [1].

К сводовому типу разреза относятся отложения юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП). В условиях крайней мелководности формируются разнообразные породы микробиального генезиса, в которых наблюдаются следы осушения и другие признаки.

При изучении карбонатных толщ этого уровня в скважинах, расположенных на юго-западе ВОСП, установлено, что основными типами отложений среднего фамена являются несколько текстурных разновидностей известняков: фенестровых, тонкослоистых биокластовых и пятнистых комковато-нодулярных, которые сопоставимы с известной и хорошо изученной лоферитовой последовательностью (Lofer cycle) [2–5].

Лофериты образуют циклы, происхождение которых связывали с колебаниями уровня моря, а позднее – с циклами Миланковича [6].

Последовательность в цикле Лофера включает [2]: базальное несогласие, связанное с субаэральным воздействием и надводными условиями (элемент А), карбонатную породу, сформировавшуюся в супралиторальных приливно-отливных (элемент В) и литоральных мелководно-приливных (элемент С) условиях.

Элемент А формируется в верхней части элемента С; признаком размыва считается также присутствие обрывков слоев глинистого состава, обычно красноватого или зеленого цвета, сами же педогенные формирования, как показали последующие исследования типовой местности, часто могут отсутствовать [4].

Лоферитовая последовательность в фаменских отложениях ВОСП также состоит из преобладающих циклитов ВС-ВС-ВС (Рисунок). Карбонаты элемента В диагностируются по фенестровой пористости, строматолитовой слоистости, частичной доломитизации, внутрикластовым трещинам и трещинам усыхания. Эти признаки являются наиболее типичными для лоферитов.

Породы элемента С сложены вакстоунами и пакстоунами с приливно-отливным типом слоистости. Покраснение глинистых слоев, обычно зеленоватых или серых, залегающих в виде литокластов, а иногда в трещинах и полостях по типу геопетального цемента, указывает на окисление в условиях периодического осушения.

Однако разновидности, которые можно было бы трактовать как настоящие палеопочвы (элемент А), в разрезе не диагностированы. Мощность циклов невыдержанная, колеблется от нескольких дециметров до первых метров; поскольку субаэральные несогласия практически отсутствуют, то описанные интервалы больше соответствуют ритмам ВСВС, чем истинным циклам. Полное осушение, вероятно, происходило эпизодически.



Рисунок. Элементы
лоферитового цикла (АВС) в
отложениях нижнего фамена
ВОСП

Возможно, об осушении свидетельствуют изредка наблюдаемые, толстые травертино-подобные кальцитовые корки, состоящие из шестоватых полоскопараллельно сросшихся кристаллов кальцита в виде зональных субгоризонтальных жил. Считается, что эти корки образовались при капиллярной кристаллизации из почвенных карбонатных растворов [7] под полигонами усыхания. Некоторые крупные фенестры также заполнены аналогичными агрегатами кристаллов кальцита. Для такой кристаллизации необходимы условия свободного роста кристаллов, поэтому они могли формироваться в полостях, образованных различными путями, в том числе, например, при деформациях бактериальных матов.

Описанный тип карбонатных отложений, вероятно, имеет более широкое распространение, его можно наблюдать также в разрезе верхнего девона в складчатых структурах Южного Урала.

Литература

1. Сюдюков А.З. Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975. 176 с.
2. Fischer, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Surv. Bull., 169, 107–149.
3. Shinn, E.A.: Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: A reevaluation. – J. Sed. Petrol., (1983) 53, 619–628
4. Enos.P, Samancassou E. Lofer Cyclothems Revised (Late Triassic, Northern Alps, Austria. Facies, 1998, v.38, p.51–55.
5. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 pp.
6. Fischer, A.G., Bottjer, D.J. (eds., 1991): Orbital forcing and sedimentary sequences. – Journal of Sedimentary Petrology, Special Issue, 61,p. 1063–1252.
7. Kendall C., Sadd J, Alsharhan A. Holocene marine cement coatings on beach-rocks of the Abu Dhabi coastline (UAE); analog for cement fabrics in ancient limestones. Carbonates and Evaporites, v.9, no. 2. 1994, p. 119–131.

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

ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ БРЕКЧИЙ В ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ОРЕНБУРГСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

В составе карбонатных отложений заволжского горизонта верхнего фамена, вскрытых скважинами в пределах Восточно-Оренбургского сводового поднятия (ВОСП), широко распространены карбонатные брекчии, генезис которых рассматривается с различных позиций (размыв биогермов, неравномерное растворение и цементация при вадозном воздействии, брекчирование при доломитизации и др.).

Известняки брекчиевидного облика включают остатки строматопор и кораллов, которые рассматриваются как продукты размыва рифовых объектов. В керне скважин брекчиевидные известняки являются основным типом пород верхнего фамена, составляя до 80 % разреза. Среди них наблюдаются редкие прослои вакстоунов – слоистых и однородных, в разной степени биотурбированных, и прослои грейнстоунов. Фрагменты известняков («обломки») в этих брекчиях представлены одним и тем же типом породы – вакстоуном с обрывками трубчатых водорослей *Kamaena*, присутствует мелкий криноидный детрит, раковины остракод, брахиопод, гастропод. Размер обломков 0,5–5 см, форма угловатая и неправильная, матрикс брекчий – карбонатно-глинистый, битуминозный, доломитизированный. Данные брекчиевидные породы рассматриваются как автобрекчии, образованные на месте без значительного перемещения. Механизм их образования рассмотрен ниже.

Основной тип первичного ненарушенного осадка представлен тонкослоистыми вакстоунами – тиховодными осадками мелководного шельфа с приливно-отливным влиянием – тип породы Б-0. По степени нарушенности первичной структуры выделяются четыре типа автобрекчированных пород (Рисунок): Б-1 – слабо биотурбированные и биоэродированные вакстоуны с сохранившейся поверхностью твердого дна; Б-2 – интенсивно биоэродированные вакстоуны без разрушения, в них ходы сверлильщиков заполнены более темной доломитизированной битуминозной массой; Б-3 – нодулярно-слоистая брекчиевидная порода с прослоями криноидно-биокластового грейнстоуна – результат разрушения биоэродированной породы и действия течений; Б-4 – карбонатная брекчия с признаками переноса обломков, часто с фрагментами крупных строматопор и кораллов – результат штормового влияния. Брекчии Б-4 формировались в результате подводного размыва, разрушения источенной сверлильщиками поверхности твердого дна и указывают на периоды более активной (штормовой) гидродинамики.

В строении брекчиевидной толщи наблюдается цикличность, выражением которой является чередование указанных типов брекчий, разделенных перерывами в

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

осадконакопления (поверхности твердого дна, структуры размыва). Характерны циклы, начинающиеся с грейнстоунов или брекчий размыва и заканчивающихся подводными панцирями или структурами твердого дна со следами сверления. Мощность циклов небольшая, в среднем составляет 20–40 см. Обстановка бассейна осадконакопления соответствовала подприливной зоне шельфа, где происходило накопление тонкозернисто-илистого карбонатного материала, периодически прерываемое привносом тонкозернистого глинистого материала (Рисунок).

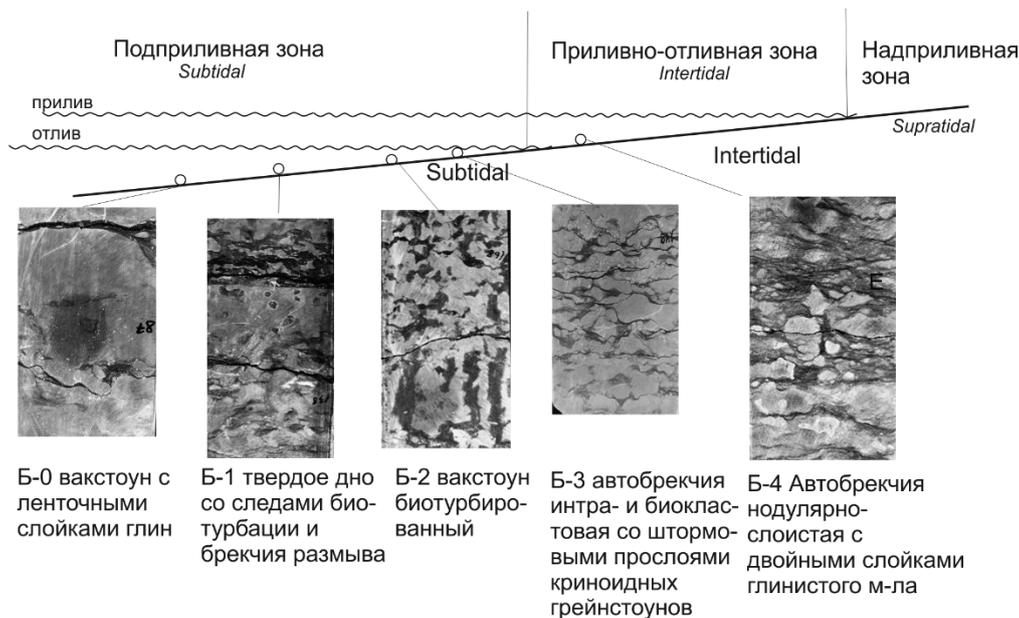


Рисунок. Положение разных типов карбонатных автобрекчий на фациальном профиле

В моменты замедления осадконакопления формировались карбонатные панцири, а именно поверхности твердого дна (Б1), которые подвергались биоэродированию сверлильщиками и биотурбации илоедами. При активизации гидродинамики частично литифицированные карбонатные поверхности твердого дна взламывались, и здесь же отлагались, образуя послойное скопление автохтонных обломков – автобрекцию. Процесс взламывания облегчался благодаря работе сверлильщиков, которые иногда оставляли от первично массивной породы лишь один ажурный каркас (Б2), для которого было достаточно небольшого гидродинамического воздействия, чтобы он разрушился. Среди обломков брекчий встречаются фрагменты с сохранившимися структурами твердого дна. При активизации гидродинамики происходил также принос зернистого обломочного карбонатного материала, в результате формировались породы нодулярно-слоистой структуры – зернистые грейнстоуны с включениями-нодулями вакстоуна (Б3). В вакстоунах иногда сохраняются реликты размывных приливно-отливных глинистых слоев. Брекчии Б4 генетически представляют собой автохтонные брекчии обрушения

и размыва. К ним относятся слоистые разновидности с «плавающими» обломками в грейнстоуне или доломитизированном матриксе, порода формировалась в результате перемещения и сгуживания обломков в результате штормового воздействия. Фаунистические остатки, представленные преимущественно фрагментами строматопороидей и кораллов *Syringopora*. Формирование брекчий происходило, в результате подводного размыва, разрушения и сгуживания источенной сверлильщиками поверхности твердого дна и вероятнее всего указывают на периоды более активной (штормовой) гидродинамики, по сравнению с периодами спокойной седиментации, когда формируются твердое дно и проявлены следы биоэрозии.

Н.О. Гречихина¹, Е.В. Яковишина²

¹*Геологический институт РАН, г. Москва*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ГОРЫ КЫЗ-КЕРМЕН ПО БЕНТОСНЫМ И ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Изучение комплексов бентосных (БФ) и планктонных (ПФ) фораминифер имеет большую значимость для биостратиграфии, корреляции разновозрастных отложений, а также для палеогеографических реконструкций. Разрез Кыз-Кермен расположен в северо-восточной части села Машино Юго-Западного Крыма. Общая мощность разреза составляет 75 м. Разрез представлен чередованием светло-серых мергелей и известняков, верхи разреза около границы с данием сложены песчаниками [1].

Для палеогеографических реконструкций из 10 образцов были подсчитаны раковины бентосных и планктонных фораминифер. По этим данным были составлены графики количественного содержания БФ и ПФ, построены графики процентного содержания морфогрупп ПФ, распределение видов ПФ и БФ, а также графики процентного содержания количества раковин БФ и ПФ.

Для распределения ПФ и БФ характерно то, что они обычно группируются в определенные ассоциации для приспособления к данным микроусловиям. Изменение этих условий приводит к изменению в разнообразии и морфологии раковин фораминифер [2].

Существует важная закономерность распределения раковин ПФ и БФ в современных осадках: в местах, вблизи береговой линии раковины БФ составляют 99 %, а ПФ – 1 %. При удалении от берега это отношение постепенно меняется на обратное. Таким образом, отношение П/Б позволяет судить о глубинах бассейна [2].

Для комплексов ПФ можно выделить 3 группы, которые имеют разные глубины обитания [2, 3]:

- Мелководные формы (EWF) – в процессе своего жизненного цикла осваивают только эуфотическую зону. Морфотипы с мелкой тонкой стенкой раковины представлены мелкими таксонами с шаровидными камерами.
- Переходные формы (SWF) – живут на глубинах от 50 до 100 м. Представлены такими же таксонами, но покрупнее.
- Глубоководные формы (DWF) – более 150 м. Морфологически сложные килеватые таксоны, с сильно скульптурированной и уплощенной формой камер.

Для палеогеографических реконструкций важно соотношение этих таксонов. Для эпиконтинентальных обстановок характерно увеличение отношения EWF/SWF, а также исчезновение DWF. Для комплексов открытого мелководного бассейна характерно преобладание комплекса ПФ SWF, присутствие EWF составляет около 5 % или меньше, а глубоководные формы DWF практически отсутствуют (менее 2 %). Для глубоководных фаций типично большое количество DWF.

В разрезе горы Кыз-Кермен преобладают раковины бентосных фораминифер над планктонными. Количество раковин БФ по разрезу меняется в пределах от 129 (обр. 3/8) до 780 (обр. 2/2) экземпляров. Количество ПФ варьирует от 2 (обр. 4/1, 4/2) до 288 (обр. 2/2) раковин. Отношение планктон/бентос, начиная с низов разреза обр. 1/2, 1/4 (0,03) постепенно увеличивается до 0,3 (обр. 2/2). Выше по разрезу оно постепенно снижается до 0,008 (обр. 4/1 и 4/2). Для прибрежной части отношение П/Б составляет не более 0,1, что характерно для глубин внутреннего шельфа (20–60 м). Средний шельф (60–100 м) характеризуется отношением П/Б от 0,1 до 1,0, в этой зоне присутствуют 30–40 видов [2].

Всего в разрезе горы Кыз-Кермен определено 40 видов БФ. В образцах они встречаются в значительно меньшем количестве от 6 (обр. 4/2) до 22 (обр. 1/4) видов. В среднем это значение 19–20 видов. Среди планктонных фораминифер выделено всего 15 видов. Их количество варьирует от 4 (обр. 1/2, 1/4) до 12 (обр. 2/2).

В комплексе ПФ установлено преобладание спирально-винтовых раковин (от 13,8% до 85,7 %) над спирально-плоскостными (от 14,3 % до 35,5 %) и спирально-коническими (от 14,3 % до 69 %). В нижней и средней частях разреза преобладают раковины «мелководных» и «переходных» форм, такие как *Globigerinelloides*, *Rugoglobigerina* и *Heterohelix* [3, 4]. «Глубоководные» таксоны немногочисленны, их присутствие установлено в средней и верхней частях разреза. Таким образом, просматриваются два импульса незначительного увеличения глубины. Преобладание «мелководных» и «переходных» морфотипов в нижней и средней частях разреза, говорит об незначительных глубинах до 100 м, наличие «глубоководных» морфотипов в верхах разреза свидетельствуют о глубинах не менее 150 м.

В разрезе г. Кыз-Кермен наблюдается явное преобладание БФ и однообразный комплекс ПФ. Эти отложения характеризуются низким соотношением П/Б и преобладанием «переходных» морфотипов, которые свидетельствуют о небольших глубинах до 100 м. Однако, присутствие раковин «глубоководных» таксонов, изменения в отношении П/Б, а также увеличение таксономического разнообразия характерны для глубин среднего шельфа. Таким образом, можно предположить, что эти отложения глубин среднего – внешнего шельфа.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 0114-2021-0003.

Литература

1. *Лебедев В.С.* Маастрихтские отложения горы Кыз-Кермен. М.: Курсовая работа, 2014. 60 с.
2. *Горбачик Т. Н., Долицкая И. В., Копяевич Л. Ф., Пирумова Л. Г.* Микропалеонтология. Учебное пособие. – Москва: Изд-во МГУ, 1996. 112 с.
3. *Leckie R. M.* A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1989. № 73. 107–138.
4. *Копяевич Л., Vishnevskaya V.* Cenomanian–campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: Palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 441, № 3. P. 493–515.

Е.И. Заманова, Е.В. Карпова

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКУРСКОЙ СВИТЫ УЧАСТКА МЕССОЯХСКОЙ ГРЯДЫ

В Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне отложения покурской свиты ($K_{1a-al}-K_{2s}$) представляют один из главных продуктивных объектов, в связи с чем изучение их фациального строения является важной и перспективной задачей. Покурская свита имеет сложное строение: частая смена обстановок осадконакопления порождает многообразие фаций, тогда как высокая латеральная изменчивость отложений обуславливает многочисленные неточности при построении региональных карт. Учитывая данные особенности, покурская свита нуждается в специальном детальном изучении на малых территориях.

На основании литологического описания керн 2 скважин (86,60 м) были выделены литотипы, охарактеризованы их вещественные, структурные и текстурные особенности. По генетическим признакам, парагенетическим ассоциациям и их распределению по разрезам реконструированы две обстановки осадконакопления: континентальная, включающая в себя ассоциацию фаций рек с меандрирующим руслом; и прибрежная, включающая в себя ассоциацию фаций побережья с преобладающей волновой деятельностью.

Ассоциация фаций рек с меандрирующим руслом представлена циклически построенными и многократно сменяемыми в разрезе фациями русла, прируслового вала, пойм и слабопроточных пойм, а также песков разлива.

Фации русла – это песчаники мелко-среднезернистые, с щебнисто-дресвяными обломками, местами мелко-галечные гравелиты и дресвяники щебнистые, состоящие из угловатых и/или окатанных обломков внутриформационных алевро-пелитов с горизонтальной внутренней текстурой, с песчаным межкомпонентным заполнителем. Нижняя граница часто эрозионная. Вверх по разрезу переходят в песчаники мелко-тонкозернистые с редкими прослоями алевролита глинистого. Апикальная часть разреза – аргиллит-алевритистые песчаники с большим количеством растительного детрита. Текстуры: в подошвенной части крупная косая, с рябью течения, к кровле текстура сменяется пологой косой, неустойчивой косоволнистой и массивной. Хорошая/средняя сортированность песчаного материала и его однородность может свидетельствовать о том, что в данном керне вскрываются отложения кос малых рек с небольшой скоростью потока или протоки крупных равнинных рек. Наличие эрозионной поверхности и интракластов в нижней части свидетельствует о новом цикле врезания русла.

Фация прируслового вала представлена переслаиванием алевролитов глинистых с прослоями алевролитов и песчаников мелкозернистых с сидеритовым и глинистым цементом. В кровле некоторых слоёв присутствуют массивные углистые аргиллиты. Текстура: плохо выраженная тонкая горизонтальная, пологая косая, линзовидно-волнистая слоистость, рябь течения, массивная, биотурбационная. Текстуры подчеркнуты фито-детритовым материалом, алевролитовыми и песчаными прослоями. Присутствуют обломки раковин пресноводных двустворок. Фации прируслового вала сопровождают фацию поймы. Наличие корневой биотурбации является признаком осушения.

Отложения фации пойм и слабопроточных пойм представлены аргиллитом с неравномерными прослоями светло-серого алевритистого материала, алевролитом глинистым с линзами тонкозернистого песчаника. Текстуры: пологая косая, волнистая слоистость, тонкая линзовидная слоистость, горизонтальная, изредка нарушенная деформациями. Присутствуют многочисленные углефицированные корни. Интенсивная корневая биотурбация без признаков затопления соленой водой свидетельствует о субаэральных условиях седиментации, а тонкий состав отложений – о низкой энергетике процесса, что типично для пойм.

Фация песков разлива представлена алевролитом неравномерно-глинистым, с редкими известковистыми линзами песчано-алевритистого материала. Текстура массивная, в средней части присутствует биотурбация. По слою отмечаются обломки раковин пресноводных двустворок. Пески разлива формируются в пределах поймы во время паводков, при прорыве береговых валов.

Ассоциация фаций прибрежно-морской обстановки с преобладанием волновой деятельности включает в себя фации: предфронтальной зоны пляжа; переходной зоны и фации разрывных течений.

Отложения фации предфронтальной зоны пляжа представлены переслаиванием песчаника тонко-мелкозернистого и алевролита с массивными, линзовидно-волнистыми, биотурбационными текстурами, а также песчаником средне-мелкозернистым, местами алевролитистым с редкими прослоями алевролита глинистого. Текстуры: косая, рябь течения, линзовидно-волнистая, деформационная, биотурбационная, горизонтальная, массивная. Текстуры в отдельных местах подчеркнуты фито-детритовым материалом. Отложения накапливаются в высокоэнергетической среде с активным волновым воздействием.

Фация переходной зоны сложена песчаником тонко-мелкозернистым с прослоями глинистого алевролита и аргиллитом алевролитистым с тонкими прослоями и линзами песчаника и небольшим интервалом карбонатного цемента. Текстуры: линзовидно-волнистая, рябь волнения, волнисто-слоистая, массивная, биотурбационная. Присутствуют интервалы размыва и деформации. В песчанике встречаются окатанные интракласты глинистых пород, а в аргиллите – створки раковин, ихтиодетрит. Чередование прослоев с ярко выраженными признаками волнового воздействия и прослоев глин свидетельствуют о смене периодов высокой волновой активности с осаждением песков и нормальных спокойных условий, когда происходило осаждение глинистого материала из суспензии.

Отложения фации разрывных течений представлены песчаником массивным, с кальцитовым цементом, в приподошвенной части присутствуют деформационные текстуры, с нижней слабой эрозионной границей, сменяющие отложения предфронтальной зоны пляжа.

Фациальный профиль характеризуется сменой снизу вверху и с запада на восток континентальных фаций на прибрежные.

*Н.С. Захарова, В.П. Морозов, А.С. Хаюзкин, А.А. Ескин, А.Н. Кольчугин
Казанский Федеральный Университет, г. Казань*

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА И ДОМАНИКИТОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Актуальность изучения нефтегазоматеринских пород связана с тем, что в настоящее время в связи со снижением запасов традиционных видов УВ сырья, они рассматриваются как альтернативные источники, представленные как сланцевыми

толщами, так и доманикитами. Согласно данным Управления энергетической информации США (EIA), добыча сланцевой нефти к 2035 году достигнет 20,5 % от общего объема добычи всей нефти [1].

Исследуемыми объектами являются нефтематеринские отложения семилукского горизонта франского яруса верхнего девона (доманикиты) и горючие сланцы титонского яруса верхней юры Восточно-Европейской платформы.

При работе с образцами различные лабораторные исследования: оптическая микроскопия, рентгенографический анализ, рентгенофлуоресцентный анализ, электронно-микроскопический анализ, синхронный термический анализ, пиролиз и др.

Доманикиты характеризуются преимущественно пелитовой структурой. Горючие сланцы также имеют пелитовую структуру. Под микроскопом в доманикитах обнаруживаются: минералы: кварц, кальцит, гидрослюда, а в горючих сланцах: кварц, кальцит, глинистые минералы. В обоих обнаруживается органическое вещество. От светло-серых к темным образцам в шлифах тех и других наблюдается увеличение содержания кварца, снижение содержания кальцита и увеличение содержания органического вещества.

В ходе рентгенографического анализа доманикитов и горючих сланцев выяснилась положительная корреляция между кварцем, полевым шпатом и гидрослюдой и отрицательной между названными минералами и кальцитом. Отсюда можно сделать вывод о двух генетически различных компонентах, слагающих толщи. С одной стороны, это кварц, полевые шпаты и гидрослюды, а, с другой, кальцит. Кроме того, наблюдаются положительные связи между кремнеземом и биофильными компонентами. Это может свидетельствовать о едином источнике поступления в осадок кремнезема и биофильных элементов.

Согласно дифференциальной сканирующей калориметрии изученных объектов, в доманикитах «типичный» кварц обнаруживается лишь в образце песчаника, доказательством чему служит эндотермический эффект минерала при ~ 573 °C. Тогда как ни в одном из образцов доманика и горючих сланцев, названного термического эффекта не обнаруживается, что свидетельствует о высокой структурной дефектности присутствующего в образцах кварца [2]. Такой кварц в одной из работ назван нанокварцем, образование которого признается биогенным. В горючих сланцах крайне плохая «разрешённость» кривых ДСК, что объясняется малой степенью зрелости ОВ. Так же отсутствует эндотермический эффект кварца при 573 °C, это означает, что он не поступал в бассейн осадконакопления как обломочный материал или поступал в крайне малых объемах.

Электронно-микроскопический анализ образцов двух изучаемых нефтегазоматеринских толщ позволил установить морфологию основных породообразующих минералов – кварца и кальцита. На всех приведенных фотографиях доманикитов четко обнаруживаются зерна кальцита идиоморфной или гипидиоморфной

формы и зерна кварца, имеющие вид сростков зерен близких к изометричным. Морфология кварца, согласно [3], обусловлена биогенным способом его образования. Тогда как генезис кальцита, испытавшего перекристаллизацию, надежно установить по приведенным электронно-микроскопическим снимкам не удается, хотя многими доказывается его биогенное происхождение в виде микрита.

В горючих сланцах помимо биогенного кварца присутствует и терригенный кварц.

Таким образом, представляются реальными следующие выводы:

- минеральный состав нефтегазоматеринских пород двух объектов исследования близок;
- структура пород преимущественно пелитоморфная (скрытозернистая);
- предполагается биогенный генезис скрытозернистого кварца;
- в качестве причины обогащенности пород органическим веществом считается поступление биофильных химических элементов в зону осадконакопления, что обуславливает высокую биопродуктивность;
- обнаруживается положительная корреляционная связь между содержаниями кварца и органического вещества, тогда как с кальцитом связь органического вещества отрицательная.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2020-931 в рамках программы развития НЦМУ “Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты”.

Литература

1. *Schmoker J. W.* Volumetric calculation of hydrocarbons generated // The petroleum system – from source to trap AAPG Mem. 1994. Vol 60, Ch 19, P. 323–326.
2. *Smykatz-Kloss W., Klinke W.* The high-low quartz inversion // Journal of Thermal Analysis. 1997. V 48. P 19–38.
3. *Drits V. A., Skibsted J., Dorzhieva O.V., Fallick A. E., Holger Lindgreen H.* // Structural characterization of marine nano-quartz in chalk and flint from North Sea Tertiary chalk reservoirs for oil and gas American Mineralogist. 2017. V 102, P. 1402–1417.
4. *Гончаров И.В., Фадеева С.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Бахтина Е.С.* Генерационный потенциал органического вещества пород баженовской свиты юго-востока Западной Сибири (Томская область) // Нефтяное хозяйство. 2014. № 11, С. 12–16.
5. *Конторович А Э, Буриштейн Л М, Малышев Н А.* Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. Т. 54, № 8, 1179–1226.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

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

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ КИМБЕРЛИТОВ

Результаты изучения кимберлитовых пород показали, что в их тяжелой фракции наиболее характерными минералами являются магнетит и обогащенная магнием разновидность ильменита – пикроильменит. Магнетит и некоторые (в основном менее обогащенные Mg) разновидности ильменита свойственны также породам трапповой формации – долеритам, туфам и туфогенным образованиям. Магнетит широко распространен в кимберлитовых породах многих диатрем [1–4], где зачастую распылен в основной массе пород; отмечается в виде неправильных выделений, конкреций и жеод, а также в отдельных серпентиновых псевдоморфозах. Он образует также мелкие (1,0–2,5 мм) или ветвящиеся прожилки (до 5 мм) с нечеткими очертаниями. В жеодах и конкрециях октаэдрические кристаллы этого минерала, ассоциируют обычно с кальцитом, баритом и серпентином. Вокруг вкрапленников и по краям прожилков серпентина обычно также отлагается пелитоморфный магнетит. С сульфатами железа у магнетита в большинстве случаев наблюдаются взаимные переходы. В отдельных трубках преобладают [5–7] ветвящиеся прожилки магнетит-серпентинового состава мощностью до 3–5 мм. В пирроаурит-кальцитовых и кальцитовых прожилках встречаются ряд морфологических простых форм магнетита и продуктов его изменения (гётита, а иногда и гематита). В кимберлитовых породах многих кимберлитовых полей Сибирской платформы (СП) выделяются [8–10] две важнейшие морфологические разновидности магнетита: а) крупнозернистые агрегаты (нередко радиально-лучистого строения) или сростки кристаллов, реже отдельные кристаллы; б) скопления мелкозернистого магнетита, которые либо образуют в породе неправильные гнезда, полосы и линзы, либо равномерно в ней распределены. Рентгеновское изучение магнетита и продуктов его изменения осуществлялось в неориентированных порошковых препаратах на дифрактометре ДРОН-3,0 с использованием медного отфильтрованного излучения: $N = 40$ кВ, $I = 15$ мА, шкала – 1000 имп/с, скорость вращения счётчика 1 град/мин, а при применении внутреннего стандарта NaCl – 0,125 град/мин (2θ), шаг отметчика на диаграммной ленте – 1° . Магнетит диагностировался по интенсивным рефлексам в области 0,253, 0,1612–0,1615 и 0,1483–0,1484 нм. Исследование магнетита проводилось либо на материале из мономинеральных крупнозернистых выделений, либо после дробления породы и выделения из неё путём магнитной сепарации мелкозернистого материала. Полная очистка магнетита от сопутствующих минералов достигалась не всегда [11–14]. Особенностью рассматриваемого магнетита является разная степень развития по нему маггемита или γ -

Fe_2O_3 (0,252, 0,2087 и 0,1606 нм). Минералы когерентно связаны друг с другом и имеют сходную структуру и состав.

Рудные минералы в кимберлитовых породах обычно несут следы наложенных изменений и поэтому диагностика, а также выяснение характера и степени их преобразования возможны только с применением тонких прецизионных методов исследований. Следует отметить, что нередко [15–18] размеры вкраплений минералов могут быть очень малы, находясь за пределами разрешения оптических методов исследований. В связи с этим мы изучали некоторые Fe-содержащие минералы в упомянутых породах с использованием ядерной гамма-резонансной спектроскопии (ЯГРС) в комплексе с рентгеновской дифрактометрией, химическими, оптическими, микронзондовыми, электронно-микроскопическими и некоторыми другими методами [19–21]. В качестве объектов изучения были выбраны выделения магнетита и ассоциирующего с ним серпентина в кимберлитах из трубок Удачная и Сытыканская, пикроильменита из диатрем последней и Юбилейная, а также пелитовой составляющей измененных кимберлитов из верхних горизонтов трубки Удачная и обогащенных рудными минералами верхнепалеозойских осадочных толщ, перекрывающих трубку Комсомольская.

Комплексному исследованию подвергались также исходные породы и выделенные из них методом магнитной сепарации мономинеральные фракции магнетита. Кимберлитовая трубка Удачная состоит [22–24] из двух сопряженных тел (западного и восточного) и имеет на дневной поверхности форму искаженной восьмерки. Fe-содержащие минералы распределены в объеме диатремы неравномерно. Рентгеновское изучение крупных (до 10 см и более) *зеленоватого цвета серпофитовых выделений* в кимберлитах из центральной части западного тела трубки Удачная показало, что они содержат кальцит, серпентин, кварц, а также магнетит, маггемит и следы пикроильменита. В свою очередь, ЯГР-спектры поглощения указанных выделений серпофита представляют суперпозицию ряда лоренцевых линий (многолинейный спектр), соответствующий магнетиту, пикроильмениту, серпентину и следам гематита. Главнейшими минералами черных включений в серпофитах выделенных на дифрактометрических кривых являются магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с незначительной примесью кальцита [24–26]. Этим образованиям согласно валовому химическому анализу свойственна повышенная концентрация Fe_2O_3 (60,84 %) и FeO (25,28 %). Пересчет химического анализа на минеральный состав показал, что в черных включениях резко преобладает магнетит (86,4 %), ассоциирующий с кальцитом (9,9 %) и серпентином (2,5%). В рассматриваемых включениях отмечается также небольшая примесь хлорита (~0,6 %), брусита (~0,5 %) и апатита (~0,2 %). Пересчет на минеральный состав выполнен в соответствии с химической формулой магнетита и носит приближенный характер, поскольку в расчетах принималась идеальная стехиометрия магнетита $\text{Fe}_1^{3+}[\text{Fe}_1^{3+}\text{Fe}_1^{2+}]\text{O}_4$, соответствующая 72,4 % Fe в его структуре. Наблюдаемое в ЯГР-спектре

рассматриваемого магнетита отклонение от идеального соотношения интенсивностей крайних левых резонансных линий спектров поглощения (I_A/I_B) связано, вероятнее всего, с «нестехиометричностью» минерала, обусловленной частичным окислением, т.е. маггемитизацией его. В соответствии с данными химического анализа в указанных участках породы отмечается повышенная концентрация SiO_2 (39,15 %) и MgO (38,35 %), что связано с доминирующей ролью в них серпентина (85,5%), ассоциирующего с небольшой примесью кварца (до 3 %), хлорита (до 2,8 %), магнезита (1,7 %), кальцита (1,6 %), гипса (1,1 %) и флогопита (0,5 %). ЯГР-спектр зеленоватых участков характеризуется в основном сильными линиями пикроильменита и серпентина, а также слабыми – «нестехиометрического» магнетита.

По данным рентгеновской дифрактометрии, в рассмотренной породе в целом выявлена очень низкая интенсивность (или даже полное отсутствие в отдельных участках) линий пикроильменита, что связано с его микровкрапленностью и худшей (по сравнению с другими фазами) окристаллизованностью этого минерала. Довольно близкий фазовый состав (с иным количественным соотношением фаз) установлен в серовато-зеленых выделениях серпофита из этой же части западного тела рассматриваемой трубки. В основной массе этих выделений по данным рентген-дифрактометрического анализа, содержится кальцит, магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, серпентин, кварц и пикроильменит. В ЯГР-спектре этих выделений присутствуют линии магнетита, аналогичные встреченному в зеленоватых выделениях серпофита, а также пикроильменита и серпентина, причем интенсивность линий пикроильменита в этом случае в 1,5 раза слабее, чем в рассмотренной породе. В *черных прожилках серпофита*, согласно рентгенометрическим исследованиям, установлены [3–5] магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ с незначительной примесью кальцита. Согласно данным химического анализа, этим участкам свойственна повышенная концентрация Fe_2O_3 (60,27 %) и FeO (24,34 %) с незначительной примесью других оксидов, главными из которых являются CaO (4,42 %), MgO (3,32 %) и SiO_2 (2,08 %). Пересчет этого химанализа на минеральный состав полностью соответствует рентгеновским данным о резком преобладании в образце магнетита (84,7 %) и сравнительно небольшой примеси кальцита (7,6 %), ассоциирующего с серпентином (2,9 %), флогопитом (1,1 %), хлоритом (1,4 %), гипсом (0,2 %) и апатитом (0,2 %). Для ЯГР-спектров указанных прожилков характерно преобладание линий «нестехиометрического» магнетита, по которым был произведен пересчет содержащейся в них фактической доли магнетита (до 90,5 %). При этом на нестехиометрию, а не замещение Fe другими элементами, указывает также электронно-зондовый анализ кристаллов магнетита размером 100–200 мкм из этих прожилков, выполненный на приборе MS-46 «Камека». Согласно полученным данным, в рассматриваемом минерале содержится (в %): $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (98,89); MnO (0,87); MgO (0,47); Al_2O_3 (0,06); сумма 99,29 (SiO_2 и TiO_2 не обнаружены). *Серовато-зеленая масса серпофита* в соответствии с дифрактометрическими исследованиями представлена

серпентином с незначительной примесью гипса. В этих участках породы установлена повышенная концентрация SiO_2 (38,80 %) и MgO (38,75 %), входящих преимущественно в состав серпентина (86%). В виде небольшой примеси отмечаются также магнетит (2,1%), флогопит (1,1 %), хлорит (2,1 %), кварц (1,5 %) и гётит (1,4 %). Для ЯГР-спектра из этой массы серпофита характерно преобладание сильных линий пикроильменита и серпентина, а также одновременно присутствие примеси «нестехиометрического» магнетита. Кроме магнетита, ассоциирующего с серпентином в жильных выделениях, нами изучен этот минерал из кимберлитов трубки *Сытыканская*. Породы последней, кроме первичных минералов (пироп, пикроильменит, оливин, хромдиопсид, диопсид и др.) содержат сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит и др.), оксиды и гидрооксиды (магнетит, брусит и кварц), силикаты (таумасит, тальк, вермикулит и др.), сульфаты (метабазалюминит, гипс и барит) и карбонаты (кальцит, пироаурит, доломит и арагонит).

При исследовании магнитной фракции, выделенной из пород трубки *Сытыканская*, в ЯГР-спектре четко идентифицируются линии «нестехиометрического» магнетита, что обычно соответствует так называемому *оксимагнетиту*. Учитывая, что магнетит ассоциирует в кимберлитах с другими рудными минералами, нами проведено сравнительное исследование *монофракций пикроильменита* из трубки *Сытыканская*. Специфической особенностью изученных нами пикроильменитов, по сравнению с магнетитами, является более высокая степень окисления в них железа. Сравнительный анализ ЯГР-спектров пикроильменитов из рассмотренных выше кимберлитов трубки *Удачная* и аналогичных пород трубок *Сытыканская* и *Юбилейная* показал практически полное совпадение их спектральных параметров. Особый интерес представляет вопрос о минеральном составе пелитовой составляющей выветрелых кимберлитов, содержание которой в отдельных участках достигает до 97 % [10–14]. При этом изучение сформировавшегося на кимберлитовых трубках элювия и типоморфных особенностей присутствующих в нем Fe-содержащих минералов может быть непосредственно использовано для повышения эффективности поисков кимберлитовых трубок и совершенствования технологического процесса обработки месторождений. Согласно рентген-дифрактометрическим данным, преобладающими минералами *продуктов выветривания кимберлитовых пород* верхних горизонтов трубки *Удачная* являются преимущественно тонкодисперсные карбонаты (кальцит, доломит и реже анкерит), а также серпентин, ассоциирующий с кварцем, магнетитом, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и пикроильменитом. Спектры ЯГР также указывают на присутствие в исследованных образцах пикроильменита и серпентина, близких по кристаллохимическим особенностям (в частности по повышенному содержанию Fe^{3+} в пикроильмените) к исследованным однотипным минералам из неизмененных кимберлитов. Проведено также изучение черных осадочных пород позднепалеозойского возраста, перекрывающих трубку *Комсомольская*, в которых доминируют магнетит и $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, ассоциирующие с кварцем, серпентином и реже с кальцитом. ЯГР-спектры образцов из обогащенных рудными

минералами участков этой породы содержат линии магнетита, пикроильменита и серпентина [15–18].

Таким образом, изучение фазового состава и структурных особенностей магнетитов из кимберлитов (на разных стадиях гипергенного изменения указанных пород), а также из вмещающих кимберлитовые трубки долеритов показало связь данных параметров с типом содержащих эти минералы пород и геологическими условиями залегания последних. Процесс изменения магнетитов сопровождается окислением ионов Fe^{2+} в октаэдрической позиции минерала и последовательным переходом его в маггемит. Для всех исследованных магнетитов отношение Fe^{3+} в *A*-позиции к Fe^{3+} , Fe^{2+} в *B*-позиции, составляющее в «идеальном» магнетите ~0,5 в кимберлитах увеличивается до 1,05, а в продуктах переотложения последних и вмещающих кимберлитовые тела долеритах соответственно до ~1,1 и 1,1 и ~1,5. Полученные данные об отсутствии изоморфного замещения Fe^{2+} на Mg^{2+} и другие ионы в октаэдрической позиции структуры магнетита показывают, что первоначальное возникновение оксимагнетитов в кимберлитовых трубках и долеритах связано с образованием их в результате вторичных процессов восстановления $\alpha-Fe_2O_3$ (при уменьшении в среде минералообразования парциального давления O_2). Одновременно с этим взаимодействие других магнийсодержащих минералов с Fe_2O_3 было невозможно вследствие относительно низких термобарических условий, свойственных среде минералообразования. Указанные кристаллохимические особенности изученных магнетитов имеют не только важное генетическое, но и большое практическое значение. Так, они показывают, что установленная «нестехиометричность» магнетитов из кимберлитов и вмещающих их пород обязательно должна учитываться при количественном определении содержания магнетита в них с помощью химического анализа. Необходимо также отметить, что значительно меньшие значения размеров кристаллов, идентифицируемых ЯГРС, по сравнению с необходимыми для рентгеновских исследований, позволяют изучать в этом случае более мелковкрапленные Fe-содержащие фазы, что существенно расширяет круг типоморфных признаков вторичных минералов в кимберлитах и ассоциирующих с ними породах. Отсутствие изоморфных замещений и повсеместная «нестехиометричность» магнетита в кимберлитах указывают на образование его при относительно низких термобарических параметрах среды в постмагматическую стадию изменения пород. Первичный гипогенный нестехиометрический магнетит возникает, согласно фазовой диаграммы Fe – O, при температуре свыше 1200°C. Приведенные данные о кристаллохимических особенностях магнетитов с учетом стадийности их изменения можно рекомендовать для практического использования как при картировании кимберлитовых диатрем и приуроченных к ним коренных месторождений алмазов, так и при поисках вторичных коллекторов и связанных с ними алмазных залежей россыпного типа. При выяснении типоморфных признаков Fe-содержащих минералов в кимберлитах следует иметь в виду, что верхние части диатрем на многих древних

платформах Мира существенно изменены и представляют собой типичную кору выветривания и влияние гипергенных процессов на них может проследиваться на значительные глубины от поверхности. Поэтому особый интерес представляет вопрос о минеральном составе пелитовой составляющей выветрелых кимберлитов. Изучение сформировавшегося на кимберлитовых диатремах элювия и типоморфных особенностей присутствующих в нём Fe-содержащих минералов может быть использовано как для повышения эффективности поисков таких трубок, так и совершенствования технологического процесса отработки месторождений.

Литература

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №-3. С. 281–288.
2. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998.Т.361. №-3. С.366–369.
3. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С. 1–13.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А.* Проблема алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2002. №-1. С. 19–36.
5. *Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А.* Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С. 50–84.
6. *Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 99–109.
7. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б.* Структурно-формационное и минерагеническое районирование территорий развития погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-7. С. 950–964.
8. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т.* Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы).-М.: Мирнинская городская типография. 2004. 172 с.
9. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П.* Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного

- изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. № 1. С. 47–60.
10. *Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53–57.
11. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашиова А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы. 1999. № 3. С. 18–30.
12. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие.-Воронеж: ВГУ. 2013. Вып.68. 100 с.
14. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения в 3-х томах: Т.3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов.-Воронеж: ВГУ. 2008. 622 с
15. *Зинчук Н.Н., Спецус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М.* Кимберлитовая трубка Удачная. Вещественный состав и условия формирования. Новосибирск: НГУ. 1993. 147 с.
16. *Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза -М.: Недра. 1999. 224 с.
17. *Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н.* Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
18. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. № 1. С.53–61.
19. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С.53–63.
20. *Мацюк С.С., Зинчук Н.Н.* Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001. 428 с.
21. *Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильяш В.В., Афанасьев Н.С.* Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
22. *Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М.* Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
23. *Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. № 5. С. 1228–1233.
24. *Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O.* Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Т.76. № 2. P. 93–112.
25. *Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. № 2. P. 1297–1301.
26. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. № 6. P. 576–588.

О.А. Зуева, О.В. Постникова

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

РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ МОШАКОВСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Перспективы нефтегазоносности юго-запада Сибирской платформы во многом связаны с вендскими природными резервуарами. Одним из самых перспективных объектов является тасеевская серия, включающая терригенные отложения мошакловской свиты, широко развитые по периферии Байкитской антеклизы и прилегающей территории зоны Ангарских складок. Слабо исследованной проблемой остается стадийность и закономерности проявления вторичных процессов в породах-коллекторах мошакловской свиты, которые в значительной степени контролируют их фильтрационно-емкостные свойства.

Отложения мошакловской свиты тасеевской серии представлены комплексом пестроцветных гравийных, песчаных, алевро-глинистых и смешанных сульфатно-карбонатно-глинистых пород, слагающих регрессивные и регрессивно-трансгрессивные циклиты.

Породы, слагающие продуктивные отложения мошакловской свиты, отличаются высокой интенсивностью и разнообразием вторичных преобразований. Вторичные процессы во многом изменили первичную структуру пород и оказали большое влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов. Наиболее широко проявлены процессы аутигенного минералообразования в пустотном пространстве, гравитационная коррозия обломочных зерен, их пластические деформации, сульфатизация, карбонатизация, выщелачивание, а также интенсивное трещинообразование. Процессы аутигенного минералообразования в пустотном пространстве протекали в несколько стадий.

В пустотном пространстве часто наблюдаются аутигенные кристаллы кварца и калиевых полевых шпатов размером от 3–5 до 40–50 мкм, а в отдельных случаях до 200–300 мкм. Поверхность новообразованных кристаллов практически не изменена процессами гравитационной коррозии, что свидетельствует о более поздней их генерации.

Аутигенные слюды весьма многочисленны в пустотном пространстве песчаников мошакловской свиты. Они относятся к иллитам политипной модификации 2M1 с высоким содержанием железа. Эти аутигенные минералы имеют чешуйчатую или листоватую микроструктуру и часто образуют поперечные вроски в края регенерированных обломков кварца. Новообразованные иллитовые чешуйки во многом усложняют конфигурацию межзерновых пустот и уменьшают диаметр поровых каналов.

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

В пустотном пространстве и трещинах обломочных пород мошакской свиты были обнаружены такие минералы как барит, целестин, сидерит, анкерит, магнезит, доломит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, кобальтин и тунгстенит.

Сонахождение таких новообразованных минералов позволяет предположить, что наиболее поздние процессы аутигенного минералообразования связаны с гидротермальной деятельностью, которая наиболее активно проявилась на завершающих стадиях литогенеза – в периоды магматических активизаций, связанных с проявлениями кимберлитового и траппового магматизма.

В результате проведенных исследований достаточно отчетливо была установлена стадийность проявления вторичных процессов: 1) процессы уплотнения, деформации и гравитационной коррозии обломочных зерен, регенерация зерен кварца и калиевых полевых шпатов; 2) образование аутигенных глинистых минералов в пустотном пространстве; 3) образование аутигенного кварца и калиевого полевого шпата в пустотном пространстве; 4) карбонатизация; 5) сульфатизация; 6) образование второй генерации аутигенного калиевого полевого шпата на ранней постмагматической высокотемпературной (щелочной или нейтральной) стадии гидротермально-метасоматических процессов; 7) интенсивное выщелачивание (средне- и низкотемпературные условия); 8) образование второй генерации карбонатных минералов (средне- и низкотемпературные условия); 9) образование второй генерации аутигенных кристаллов кварца на кислотной стадии (средне- и низкотемпературные условия); 10) образование рудных минералов и второй генерации сульфатных минералов (барита, целестина) в пустотном пространстве сопряженное с процессами выщелачивания на поздней (щелочной) стадии; 11) образование завершающей генерации сульфатов (ангидрита) на заключительной стадии гидротермально-метасоматических процессов (воздействие на породу остаточных нейтральных растворов).

В результате проведенных исследований было установлено, что породы-коллекторы отложений мошакской свиты тасеевской серии относятся к поровому и порово-трещинному типам. Многочисленные субвертикальные протяженные частично минерализованные трещины соединяют тонкие гранулярные коллекторские прослойки, образуя тем самым сложную фильтрационно-емкостную систему.

Породы-коллекторы мошакской свиты представлены полимиктовыми крупно-, средне-, мелко- и разномерными песчаниками.

В породах-коллекторах мошакской свиты выделяется несколько видов порового пространства: межзерновые поры, пустоты выщелачивания цемента и обломочной составляющей.

Пустоты выщелачивания вызывают наибольший практический интерес. Их доля от общего объема пустотного пространства составляет иногда более 50–60 %. Процессы

выщелачивания, по-видимому, протекали на заключительных стадиях гидротермального процесса.

Е.Т. Казимиров, Р.Р. Нуриахметов

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

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАМЕНСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Работа посвящена исследованию литолого-петрофизических характеристик карбонатных пород-коллекторов в разрезе фаменского возраста в пределах Садаггинской ступени Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Проведены исследования шлифов методами оптической микроскопии и текстурный анализ керн. Методами имидж-анализа было оцифровано пустотное пространство пород в шлифах и текстурные элементы на керне.

Исследуемые породы представлены преимущественно микрозернистыми водорослевыми баундстоунами с комковатым, комковато-сгустковым либо сгустковым заполнителями. По их соотношению между собой, при помощи имидж-анализа по керну, выделено 5 типов пород. При сопоставлении с петрофизическими параметрами установлено, что каждый из типов характеризуется собственными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС).

Первый тип – характеризуется явным преобладанием комковатого заполнителя, часто с процессами выщелачивания с пористостью 17,32 % и проницаемостью 286 мД. 2 тип – отмечается увеличенным количеством сгустково-комковатой компоненты $K_{п}= 9,68$ % проницаемость 51 мД. 3 тип – большая часть породы сложена сгустково-комковатым заполнителем $K_{п}= 8,56$ % $K_{пр}= 13$ мД. 4 тип – обусловлен тем, что более 50 % площади занимает водорослевый каркас. $K_{п}= 6,14$ % $K_{пр}= 8$ мД. 5 тип – отличается от других типов тем, что в этом типе встречаются области, представленные сгустковым заполнителем из-за чего $K_{п}= 4,96$ % $K_{пр}= 2,3$ мД

При составлении литолого-петрофизического планшета выделены седиментационные циклиты различного порядка (Рисунок). Для каждого циклита характерно ассиметричное строение с преобладанием регрессивной части; трансгрессивная слабо или практически не выражена по мощности. От подошвы к кровле регрессивных частей циклитов происходит плавный переход от более плотных сгустковых разностей к более пористым комковатым, с усилением процессов выщелачивания по межформенному пространству пород. Выщелачивание также отмечено по зоне заполнителя вблизи водорослевых каркасов. Это определяет появление локальных участков с повышенными ФЕС и усложняет пятнистую текстуру пород.

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

При корреляции выделенных седиментационных циклитов различного порядка с петрофизическими данными ФЕС по стандартным (30 мм) и полноразмерным (100 мм) цилиндрам керна установлено, что их изменение соответствует изменению выделенных типов пород в пределах циклитов – плавное увеличение ФЕС вверх по регрессивным частям циклитов и резкое снижение после трансгрессивных.

Таким образом условия седиментации и последующего выщелачивания в пределах каждого цикла определили спорадическое, но направленное изменение ФЕС пород в исследуемом разрезе.

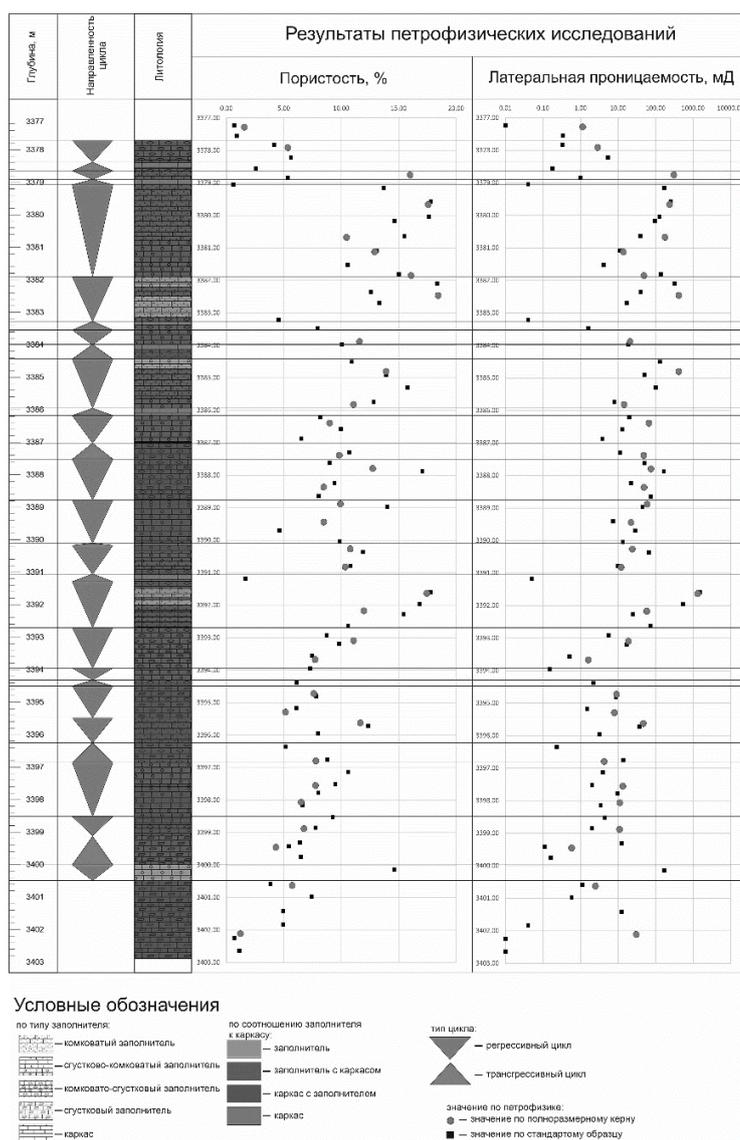


Рисунок. Литолого-петрофизический планшет изучаемых отложений.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. Москва: ООО "Недра-Бизнесцентр", 2007, 511 с.

Е.В. Карпова

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

ГЕНЕЗИС ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Формирование пустотного пространства в терригенных коллекторах обусловлено определенными генетическими факторами образования осадка и постседиментационными процессами, которые частично или полностью могут изменить первичные генетические признаки, как в сторону увеличения емкости, так и в сторону ее уменьшения, вплоть до формирования флюидоупора. Изучались терригенные коллекторы в составе пластов Ю7-9, Ю5-6, Ю2-4, а также в составе *ахской*, *танопчинской*, *яронгской* и *марресалинской* свит отдельных месторождений западной части Гыданского полуострова. Исследовались петрографические шлифы методом стадийного анализа с целью выявления и научной аргументации причин и механизмов формирования коллекторских свойств.

Алеврито-песчаные породы имеют однородный собственно аркозовый (по классификации Шутова) и граувакково-аркозовый состав (за счет увеличения биотита в отдельных литотипах). Кварц в породах – однотипный, преимущественно гранитный; отдельные зерна метаморфического генезиса. Полевые шпаты представлены микроклинами, ортоклазами, олигоклазами, редко встречаются несколько более основные плагиоклазы, близкие к андезину. Слюды – большей частью биотиты, единичные мусковиты. Количество литокластов незначительно: описаны обломки гранитоидов, измененных кислых эффузивов, хлоритизированных основных эффузивов, кварцитов, глинистых и слюдистых сланцев, а также единичных внутриформационных аргиллитов и кремней.

Способ и условия образования отложений обуславливают размерность, окатанность, сортировку зерен, наличие глинистого заполнителя и тем самым формируют первичную межзерновую пористость. В исследованных породах генетически обусловленными хорошими коллекторскими свойствами обладают отложения русел и песчаных пойм аллювиально-дельтовой равнины, дельтовый комплекс, а также русловые фации относительно глубоководного конуса выноса. Именно эти фациальные типы отложений будут выделены как коллекторы, но пустотность в них имеет вторичный генезис. Первоначальная межзерновая пористость лишь способствовала лучшему проникновению агрессивных растворов на постседиментационных этапах.

Процессы фонового катагенеза погружения отрицательно сказались на качестве коллекторских свойств за счет переукладки зерен, уплотнения и формирования

массовых механоконформных контактов в сочетании со структурами регенерации кварца. Сформированные породы обладают пустотностью от 0,8 % до 3,3 % в том случае, если они не попали в область воздействия процессов более позднего разуплотнения. Процессы уплотнения проявляются по всему разрезу от 1,6 км (в начальных проявлениях) до 4 км. Массовость проявления структур гравитационного уплотнения и растворения под давлением закономерно возрастает к самым глубокопогруженным участкам разреза: *ахская* свита и слои *Ю*.

Генезис пустотного пространства в изученных коллекторах обязан процессам наложенного катагенеза, инициированного тектоническими активизациями региона на кайнозойском этапе развития. Основным фактором формирования емкостного пространства оказалось воздействие кислотного флюида на уплотненную минеральную матрицу. Начальным признаком процесса кислотного выщелачивания является альбитизация ПШ. Влияние кислотного Na-содержащего флюида с выносом Ca^{2+} и K^{+} и привнесом Na^{+} приводит к понижению анортитовой составляющей андезинов, олигоклазов и альбитизации ортоклазов и микроклинов. Новообразованный альбит развивается по двойникам и трещинам спайности, формирует пятна внутри зерен и, в единичных случаях, слаборазвитые регенерационные каймы. Длительное воздействие кислотных растворов приводит к массовому выщелачиванию и образованию микропустот внутри зерен ПШ, вплоть до полного растворения зерна. На начальной стадии выщелачивания протекают процессы адсорбции H^{+} и OH^{-} на поверхности ПШ и катионного обмена H^{+} на Na^{+} , K^{+} или Ca^{2+} , которые ослабляют связи остальных атомов (Al, Si) и облегчают их переход в раствор. Катионный обмен распространяется в глубь ПШ, в результате чего образуется выщелоченный слой, обедненный Na, K, Ca, Al и обогащенный H, H_2O . По составу и структуре он близок к аморфному кремнезему [1]. Массовые процессы выщелачивания зерен ПШ являются первым этапом разуплотнения и значительно повышают пористость пород. Нарушение сплошности и монолитности породы в результате массового выщелачивания зерен ПШ неизбежно ведет за собой увеличение циркуляции минерализованных растворов, миграция которых в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений. Для природных флюидных систем характерны условия, когда давление флюида, выполняющего пустотное пространство, меньше литостатического. При обратных соотношениях, являющихся метастабильными, система вынуждена «сбросить» давление, прорывая литифицированную матрицу. Индикатором высоких пластовых давлений в исследуемых коллекторах являются зоны разуплотнения – участки пород с линейно-вытянутыми пустотами между зернами и их агрегатами при сохранении реликтов конформно-зернистых структур. Сечения пустот варьируют от 0,005 мм до 0,3–0,5 мм. Контурные зерен при этом часто повторяют очертания соседнего, с которым составляли монолитный блок зерен с механоконформным взаимоотношением. Такие участки неравномерно чередуются с уплотненными целиками породы, формируя

незакономерное чередование уплотненных и разуплотненных «полей» на уровне одного шлифа. Процессы разуплотнения значительно повышают емкость коллектора, и там, где они выявлены, независимо от глубины расположения, значения пористости достигают 30%. Особенностью процесса является его пятнистое проявление по разрезу. Формирование зон разуплотнения связано с высокими пластовыми давлениями флюида, при которых осуществляются всевозможные тектонические деформации. На микроуровне выявлены зоны дробления с формированием литотипов вторично брекчированных пород – дресвы и щебня; зоны трещиноватости; дизъюнктивные микродислокации сбросо-взбросового и надвигового типов, а в отдельных шлифах – с литологически различными микроблоками смещенных пород. Вторичная пустотность, вызванная как выщелачиванием, так и формированием зон разуплотнения, в ряде случаев каолинизируется или кальцитизируется. Крупночешуйчатый каолинит, выполняющий образованные пустоты, слабо снижает емкостные свойства пород. Кальцитизация резко ухудшает показатели пористости.

Предполагается элизионный, вероятно, межформационный характер кислотного флюида. Структурная позиция и строение региона с множеством зон разрывных нарушений и зон тектонизации способствуют субвертикальной и наклонной миграции растворов. По данным [2] встречные движения Щучинского выступа Полярного Урала и Таймырского выступа в кайнозойское время привели к значительным изменениям структуры осадочного чехла – изменению формы и увеличению амплитуды структурных элементов, проявлению разноамплитудных дизъюнктивных нарушений в мезозойском комплексе отложений. Латеральная проницаемость внутри пластов формируется благодаря и самим флюидным воздействиям.

Литература

1. *Алексеев В.А.* Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. Москва. ГЕОС. 2002. 246 с.
2. *Лобусев М.А.* Концепция формирования Арктической газоносной провинции. Дисс. на соиск. уч. ст. д.г.-м.н. Москва. 2020. 277 с.

Н.В. Козина, Л.А. Киреенко, А.В. Тихонова, Д.П. Стародымова
Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, г. Москва

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ: НА ШИРОТНОМ ПРОФИЛЕ 59.5° С.Ш. И В ДАТСКОМ ПРОЛИВЕ

Северная Атлантика (СА) – один из ключевых районов при формировании единой замкнутой системы циркуляции течений, осуществляющих глобальный перенос тепла, соли, газов, растворенных элементов и осадочного вещества в толще океанских вод [1].

В данном регионе наблюдается процесс активного перемещения и перемешивания холодных глубинных арктических и теплых поверхностных атлантических вод [2].

Исследование современной седиментационной системы с применением новых методов и современного аналитического оборудования позволяет проводить реконструкции климатических изменений. Климатические изменения, в свою очередь, отражаются в характеристиках различных процессов в океане, которые в итоге архивируются в донных отложениях в процессе осадконакопления.

Цель данной работы – выявление особенностей и закономерностей процессов осадконакопления в районе СА: на широтном профиле 59.5° с.ш. и в Датском проливе.

Материалом для исследования послужили донные осадки 4-х колонок, отобранных в СА с помощью ударной грунтовой трубки большого диаметра в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2018 г. [3, 4]. Колонки были получены с шельфа Великобритании, с плато Роккол, из Исландской котловины и из Датского пролива [3, 4]. На судне и в лабораториях ИО РАН были проведены литолого-минералогические, геохимические и микропалеонтологические исследования донных отложений.

Длина керна, отобранного на шельфе Великобритании, составила 625 см. По результатам литолого-геохимических и микропалеонтологических исследований выявлено, что осадок представлен голоценовыми отложениями. Переход от современных осадков к ледниковым осадкам не обнаружен [4]. По данным микропалеонтологического анализа, по комплексам и разнообразию видов планктонных (ПФ) и бентосных (БФ) фораминифер, была выделена четкая граница, предположительно, граница между поздним и средним голоценом.

Результаты литолого-геохимических и микропалеонтологических исследований кернов, отобранных на плато Роккол (длина керна 406 см) и в Исландской котловине (длина керна 633 см), показали, что осадки представляют собой контуритовое осадочное тело и сформированы придонным течением.

Длина керна, отобранного в Датском проливе, составила 424 см. По результатам литолого-геохимических и микропалеонтологических исследований в керне выявлена резкая граница между голоценовыми и ледниковыми верхнеплейстоценовыми отложениями. Верхний слой осадка (0–43,5 см) по преобладанию большого количества карбонатных раковин ПФ и БФ, а также высокому их разнообразию, представлен голоценовыми отложениями с преобладанием карбонатного биогенного материала [4, 5]. Содержание минеральной компоненты не превышает 10–15 %. На 43,5 см наблюдается резкая граница, и, предположительно, с этого интервала начинаются ледниковые верхнеплейстоценовые отложения. С данного интервала происходит увеличение минеральных частиц ледового и айсбергового разноса до 80 %. По результатам геохимических исследований установлено, что голоценовые отложения характеризуются наименьшим содержанием литогенных элементов и повышенным

содержанием стронция, ледниковые отложения – повышенным содержанием литогенных элементов. Магнитная восприимчивость в голоценовых отложениях на порядок ниже, чем в ледниковых и изменяется в пределах от $1 \cdot 10^{-3}$ ед. Си до $8,3 \cdot 10^{-3}$ ед. Си соответственно [4].

Проведенные исследования показали, что колонка, отобранная на шельфе Великобритании, представлена высокими скоростями осадконакопления (интересна для дальнейшего изучения биостратиграфии кратковременных колебаний голоценового периода). Осадки, отобранные на плато Роккол и в Исландской котловине, сформированы придонными контурными течениями и представляют собой контуритовое осадочное тело. В Датском проливе по материалам исследования донных отложений выявлена резкая граница, характеризующая смену климатических условий, переход от голоценовых отложений к ледниковым верхнеплейстоценовым отложениям.

Авторы благодарят начальника экспедиции С. В. Гладышева, зам. начальника экспедиции А. Н. Новигатского и весь научный состав за помощь в проведении экспедиции.

Анализ данных выполнен в рамках Государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0006) и за счет гранта РФФИ № 19-77-00015.

Литература

1. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под общ. ред. чл.-корр. РАН Лобковского Л.И. и академика Нигматулина Р.И. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
2. Sessford E.G., Tisserand A.A., Risebrobakken B., et al. High-Resolution Benthic Mg/Ca Temperature Record of the Intermediate Water in the Denmark Strait Across D-O Stadial-Interstadial Cycles. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 2020. 33 (11), 1169–1185.
3. Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Ключиткин А.А., Козина Н.В., Артемьев В.А., Коченкова А.И. // Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе НИС «АМК». *Океанология*. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
4. Козина Н.В., Тихонова А.В., Стародымова Д.П., Алексеева Т.Н., Булохов А.В. Литолого-геохимические и микропалеонтологические исследования донных отложений Северной Атлантики (по материалам 71-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»). В сборнике: Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых. Москва, 2021. С. 380–381.
5. Kireenko L., Tikhonova A., Kozina N., Matul A. Image dataset of benthic foraminifera taxa from Denmark Strait sediments on the northwestern Iceland slope (North Atlantic Ocean). Data in Brief 42 (2022) 108040.

А.Д. Коробов, Л.А. Коробова

СГУ имени Н.Г. Чернышевского, г. Саратов

О РОЛИ СОЛЕННЫХ УГЛЕЙ ПРИ ПРЕВРАЩЕНИИ КАОЛИНИТА В ГИДРОСЛЮДУ ПАРАГОНИТОВОГО ТИПА В ТОНШТЕЙНАХ ДОНБАССА

Глинистое вещество в ископаемых углях встречается довольно часто. Для маловосстановленных углей (марки БД) Донецкого бассейна оно, как правило, всегда каолинитового состава. По мнению П. В. Зарицкого (1987) чисто каолинитовый состав межугольных прослоев (так называемых тонштейнах) – следствие деградации исходного алюмосиликатного материала в кислой среде торфяника в стадии диагенеза. Установлено, что среди описываемых каоустобиолитов низких и средних степеней метаморфизма Западного и Северного Донбасса часто встречаются разности, обогащенные натрием. Они получили название соленых или щелочных углей (Иванова, Пожидаев, 1980; Кизильштейн и др., 1980). Общеизвестно, что, сжимаясь и уплотняясь под действием возрастающей геостатической (геодинамической) нагрузки и увеличивая уровень восстановленности (карбонизации) за счет нарастающего прогрева, угли «сбрасывают» рождающиеся в них горячие газоводные флюиды определенного состава в участки относительно низких давлений. Таковыми являются пласты-коллекторы, к которым относятся не только песчаники, песчано-гравийные породы, но и глинистые прослои, которые залегают между пачками углей и угленосными свитами. Нагретый газоводный флюид включается в гидротермальный процесс, действующий в пластах-коллекторах (Холодов, 2006). Однако, при рассмотрении данной проблемы, геологи не учитывают участие этого флюида (его состава) в преобразовании глинистых прослоев – тонштейнов. А ведь это представляет большой интерес, поскольку исследователями делаются попытки (Зарицкий, 1987) использовать характер химико-минеральных изменений тонштейнов в зависимости от степени метаморфизма каоустобиолитов для синонимии пластов угля и корреляции угольных отложений. Рассмотрение самих углей в таких случаях ограничивается лишь выяснением уровней их карбонизации. При этом не берутся во внимание геохимические особенности их изначального (нормальный, щелочной или обессоленный тип углей) и измененного в процессе метаморфизма состава. В качестве источников щелочных элементов при гидрослюдизации каолинита считаются только обломочные минералы угленосных толщ и захороненные морские воды (Зарицкий, 1983). Такой подход ставит под сомнение объективность выводов о том, что тонштейны являются надежными индикаторами обстановок преобразования любых вмещающих их каоустобиолитов при метаморфизме. Вместе с тем установлено (Коробов, Коробова, 2021), что в период формирования угленосного бассейна продуктивные толщи и переслаивающиеся с ними песчаники, и глинистые прослои необходимо рассматривать как геологическое пространство единой гидротермальной системы,

минералообразование которой во многом определяется не только меняющейся температурой, но и составом отделяющегося от каустобиолитов флюида. Значение последнего фактора в пределах Донецкого бассейна учитывалось лишь относительно редких, цветных и радиоактивных элементов (Сапрыкин и др., 1973; Таранушич, 2003; Холодов, 2006;). Анализ литературы и вышеизложенный материал позволяют утверждать следующее. Если геология и геохимия щелочных металлов в ископаемых углях Донбасса достаточно хорошо изучены (Иванова, Кривега, 1985; Иванова, 2004; Кизильштейн и др., 1983_{1,2}), то влияние геохимических особенностей самих каустобиолитов на характер изменения вещественного состава глинистых прослоев в процессе метаморфизма практически не исследовано. Поэтому целью настоящего доклада является выяснение зависимости специфики гидрослюдизации каолинита тонштейнов от минерального состава карбонизирующихся углей (в первую очередь соленых) Донецкого бассейна. На основании изложенных в докладе данных можно заключить следующие:

1. Характер гидрослюдизации каолинита тонштейнов Донецкого бассейна в процессе метаморфизма контролируется типом вмещающих углей: нормальных и (или) соленых.

2. В качестве источников натрия и калия при гидрослюдизации каолинита, наряду с терригенными минералами угленосных толщ и захороненными морскими водами, необходимо особо выделять аутигенные минералы соленых углей (галит и глауберит).

3. Наиболее благоприятные условия для формирования устойчивой фазы гидрослюды парагонитового типа в каолинитовых прослоях создаются в паралических формациях на площадях развития щелочных каустобиолитов, испытывающих метаморфизм. На протяжении всего процесса торфо- и углеобразования взаимоотношение каустобиолитов и натрия трансформируется дважды. На первом этапе торфообразования и гумификации торфяники и отчасти бурые угли накапливают в себе натрий под действием морских вод в виде галита и глауберита. Появляются щелочные угли. На втором этапе вследствие углефикации и потери огромных масс воды и газов каустобиолиты становятся источником и активным участником перераспределения натрия за счет растворения галита и глауберита. Развивается процесс обессоливания углей. Это вызывает насыщение глинистых межугольных прослоев хлоридными практически бескальциевыми рассолами Cl-Ca-Na состава на низких и, вероятно, средних стадиях карбонизации каустобиолитов.

4. В том случае, когда главным источником натрия являются галит и глауберит соленых углей в метатонштейнах при формировании антрацита начинает образовываться браммалит. Процесс продолжается до тех пор, пока полевые шпаты и слюды не начнут активно поставлять калий в хлоридный Cl-Ca-Na рассол. С этого момента браммалит в глинистых прослоях стремительно уступает место иллиту. В итоге

в глинистых прослоях возникает ассоциация гидрослюд парагонитового и мусковитового типов.

5. Если же основным источником щелочных элементов, обуславливающих гидрослюдизацию каолинита, будут терригенные минералы нормальных (несоленых) угленосных толщ (калиевые полевые шпаты, слюды, плагиоклазы), то в метатонштейнах станет развиваться исключительно иллит.

А.В. Крайнов, А.Д. Савко

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

ЭТАПЫ КАОЛИНИТОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Формирование месторождений каолинистых глин в фанерозое на территории Воронежской антеклизы (ВА) связано с континентальными перерывами, во время которых формировались каолиновые коры выветривания и с их последующим размывом.

Процессы выветривания, приводящие к масштабной гипергенной дифференциации вещества, происходили в течении всей геологической истории Земли. Выделено 8 этапов каолинтонскопления: 1 – доверхнерифейский, 2 – раннепалеозойский, 3 – позднеэфельский-раннефранский, 4 – позднефранско-фаменский; 5 – раннекаменноугольный, 6 – раннемезозойский, 7 – раннемеловой (аптский), 8 – палеоген-неогеновый. Обстановки формирования глин на каждом этапе существенно различались, что сказалось на вещественном составе, технологических свойствах, качестве сырья и масштабах месторождений.

Доверхнерифейский этап. Его КВ установлены на кристаллических породах фундамента на северо-западе и северо-востоке ВА [1]. Эти КВ были размывы в последующее время, сохранились, вероятно, только их корни в линейных зонах. Косвенно о срезании элювия этого возраста свидетельствует преимущественно аркозовый состав верхнерифейских песчаников в граничащих с ВА отрицательных структурах, в связи с этим перспектива выявления полезных ископаемых отсутствует.

Раннепалеозойский этап. За 120–130 млн лет, когда преобладали условия выветривания, климат менялся от гумидного субтропического до аридного и семиаридного [2]. Для этой коры характерна повышенная мощность нижних зон и линейно-площадной характер. Это хорошо видно по облику КВ, различного на разных изученных участках. Так, белые каолины скважины, пробуренной на железнодорожной станции Ржакса Тамбовской области (линия Тамбов–Уваров), возникли в гумидных условиях, существовавших в регионе с кембрия по силур включительно. КВ под

эйфельскими отложениями на западе Липецкой области иллитовые, образовались в условиях аридного климата и неперспективны на поиски каолиновых глин.

Позднейфельский-раннефранский этап. КВ этого этапа формировались дважды – в перерывах между эйфелем и живетом, живетом и франом [2]. Особенностью коры первого подэтапа, возникшей по кристаллическим породам, является её небольшая мощность (до 10 м) и формирование полного хорошо выраженного профиля, но – без подзоны свободного глинозёма. КВ второго подэтапа на юго-востоке ВА каолиновая и развита на гранитоидах и сланцах. Линз существенно каолиновых глин в рассматриваемых образованиях не обнаружено. Всё это, а также большая глубина залегания, исключают возможности нахождения месторождений каолиновых глин в отложениях эйфеля, живета и раннего франка.

Позднефранско-фаменский этап. За счет размыва и переотложения вещества раннепалеозойской и девонских КВ на юге ВА образовалась континентальная мамонская ПКТ позднефранско-позднефаменского возраста. Её мощность от первых до 200 м и более. С ней связаны месторождение вторичных каолинов, кварцевые пески и песчано-каолиновые смеси [3, 4].

Раннекаменноугольный этап. КВ на юге антеклизы начала формироваться в турнейское время на гранитоидах. Она имеет хорошо проработанный профиль мощностью 5–20 м, с кварцево-каолиновой верхней зоной. Распространение различных типов КВ тесно связано с древним рельефом. На положительных формах рельефа, сложенных железистыми кварцитами и переслаивающимися с ними сланцами, отмечается латеритный профиль, который характеризуется наличием подзоны свободного глинозема в КВ [5]. В отрицательных формах рельефа, в непосредственной близости от площадей развития латеритных КВ, формировались озерно-болотные глины с прослоями бурых углей. Среди них встречаются линзы сухарных глин типа флинт-клей, и они являются огнеупорными. В настоящее время каолиновые глины визейского возраста не имеют практического значения из-за большой глубины залегания. Но при развитии и усовершенствовании технологии гидроскважинной добычи минерального сырья они смогут представлять интерес.

Раннемезозойский этап. КВ рассматриваемого этапа развивались преимущественно на осадочных образованиях. Элювий на них изучен на северном склоне антеклизы, где представлен горизонтом бурых железняков (1–3 м), развитых на известняках. Это КВ линейно-площадная со скарновыми полостями, в которых её мощности увеличены (до 7–8 м). В южной части Воронежской антеклизы каолинизации и размыву подвергались осадочные породы палеозоя и КВ докембрия. Поэтому в основании отложений батского яруса развиты каолиновые глины, кварцевые пески и алевролиты, тяготеющие к врезанным в палеозойские породы ингрессионным эрозионным долинам. Мощности глин в прослоях составляют первые метры, они нередко алевритистые и запесоченные, глубина их залегания свыше 50 м. По

направлению на юго-запад каолинистые глины сменяются полиминеральными, в которых нарастают содержания иллит и монтмориллонита [6]. Перспектива обнаружения месторождений отсутствует.

Раннемеловой (аптский) этап. Аптские отложения северо-восточного склона ВА представлены различными по генезису образованиями, по направлению с юга на север выделяется пять фациальных групп: 1 – возвышенной аллювиальной равнины, 2 – низовьев аллювиальной равнины, 3 – лагунно-морские, 4 – прибрежно-морские, 5 – мелководно-морские. С этими группами фаций могут быть связаны различные типы керамических глин. Источником сноса для них послужила мамонская ПКТ.

К отложениям возвышенной аллювиальной равнины приурочены огнеупорные глины латненского типа. Значительную роль в пределах возвышенной аллювиальной равнины играло «дозревание» вещества в условиях теплого гумидного климата при наличии значительного количества органического вещества. Поэтому песчаные породы имеют практически мономинеральный кварцевый состав, а в глинах резко повышены количества каолинита и в них может присутствовать гиббсит.

В низовьях аллювиальной равнины по сравнению с её приподнятой частью процессы «дозревания» глинистого вещества были менее интенсивны из-за высокого уровня стояния грунтовых вод. Поэтому трансформации кристаллических решеток неустойчивых в восстановительно-кислой среде таких минералов как иллит и монтмориллонит были широко проявлены. Как следствие это вело к образованию огнеупорных глин криушанского типа с повышенными содержаниями смешанослойных минералов типа каолинит-сметтит, иллит-сметтит. Они менее качественные по сравнению с латненскими, поскольку их огнеупорность ниже.

К лагунно-морским отложениям приурочены тугоплавкие керамические глины [7]. Они имеют иллит-каолинистый состав, унаследованный от источников сноса.

Палеоген-неогеновый этап. В этот этап формирования каолинистых глин связано с размывом ранее образованных мезозойских отложений. Палеогеновые глины формировались в морских водоемах, неогеновые – в пределах аллювиальных равнин. Рассматриваемые глины имеют полиминеральный состав. Палеогеновые разности монтмориллонит-иллит-каолинистые примерно с близкими соотношениями этих минералов, тогда как неогеновые – монтмориллонит-каолинистые с примесью иллита до 10–15%. Такой состав свидетельствует о воздействии на последние процессов «промывного диагенеза», хотя и в не таких масштабах, как на аптские глины. Об этом свидетельствует редкое появление огнеупорных разностей среди неогеновых глин.

Литература

1. Савко А.Д., Щеголев И.Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 1979. С.64–78.
2. Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. 120 с.

3. Мануковский С.В., Крайнов А.В., Корабельников Н.А., Милаш А.В. Мамонская толща – источник получения стекольного, формовочного и строительного песчаного сырья, обогащенного каолинита. // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. Воронеж. 2018. № 1. С. 58–66.
4. Савко А.Д., Мануковский С.В., Крайнов А.В., Корабельников Н.А., Милаш А.В. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козынка // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. Воронеж. 2018. № 2. С. 20–28.
5. Сиротин В.И. Закономерности визейского бокситообразования (на примере КМА и других провинций Русской платформы). // Дисс. д-ра геол.-мин. наук. Воронеж. 1988. Т. 1. 353 с.
6. Савко А.Д. Глинистые породы и связанные с ними полезные ископаемые в палеозойских и мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы. Статья 2. Глинистые породы мезокайнозоя // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. Воронеж. 2014. № 1. С. 89–94.
7. 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.

А.С. Кузнецов, О.А. Зуева

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

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕБЕРЕЗОВСКОЙ ПОДСВИТЫ МЕДВЕЖЬЕГО МЕГАВАЛА

Продуктивные отложения берёзовской свиты позднего мела представляют большой интерес в области нефтегазовой геологии, благодаря своим уникальным литологическим характеристикам, структуре пустотного пространства и генезису. Для изучения данных отложений, приуроченных к месторождениям севера Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, был проведён комплекс лабораторных исследований керна, включающий изучение горных пород в петрографических шлифах, рентгеноструктурный анализ, изучение текстурных характеристик пород с помощью стереоскопа, микропалеонтологические исследования и растровую электронную микроскопию (в т.ч. микрорентгеноспектральные исследования).

Продуктивные отложения берёзовской свиты представлены породами смешанного глинисто-кремнистого состава. Породы содержат переменное количество кварца, кристобалита, глинистых минералов, а также различных аксессуарных минералов (цеолиты, пирит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз).

Тектурные характеристики пород во многом определяются многочисленными следами жизнедеятельности роющих организмов, среди которых преобладают *Phycosiphon-Nereites* (+*Paleophycus*). Основными пороодообразующими организмами для отложений нижнеберезовской подсвиты являются радиолярии (сем. *Prunobrachidae*),

диатомеи, губки (?). Главную роль в минералообразовании, видимо, играли различные бактериальные формы, которые преобразовывали растворенные кремнезем в разнообразные морфологические элементы структуры пород. Огромная роль бактериальных микроорганизмов состояла в преобразовании геохимической среды диагенеза сенонских отложений.

На основании исследования литологических, минералогических и геофизических характеристик пород нижнеберезовской подсвиты, а также результатов распределения продуктивности по разрезу в пределах изучаемой территории были выделены и прослежены пласты НБ4, НБ3, НБ2, НБ1.

Следует отметить, что важнейшей особенностью отложений нижнеберезовской подсвиты является определяющая роль микроструктуры пород, которая проявляется при их изучении на растровом электронном микроскопе. Это обстоятельство обусловило широкий масштаб применения методов электронной микроскопии, что позволило выявить особенности структуры различных текстурных элементов сенонских пород. Было установлено, что особенно в верхней части разреза (пласты НБ1, НБ2) существенную роль в структуре пород играют форменные элементы, представленные комплексом реликтов радиолярий и бактериальных форм. Исследования на электронном микроскопе позволили выявить закономерности распределения в породах таких важнейших минералов, как цеолиты. Как правило, кристаллы клиноптилолита и гейландита размером 3–15 микрон располагаются во внутриформенных пустотах. Растровая электронная микроскопия также позволила выявить особенности строения и минерализации ходов илоедов. Было установлено, что часть ходов заполнена глобулями пирита, имеющими бактериальную природу, а также кристобалитовыми бактериальными сферами, реже цеолитами.

Пустотное пространство глинисто-кремнистых отложений нижнеберезовской подсвиты в пределах Медвежьего мегавала представляет собой сложнопостроенную иерархическую систему, состоящую из различных генетических типов пустот в широком размерном диапазоне. Комплексные исследования пустотного пространства пород-коллекторов дали возможность выявить основные генетические типы пустот и определить закономерности их распространения в породах. Морфологические особенности различных генетических типов пустот пород-коллекторов отложений нижнеберезовской подсвиты во многом определяются характером минерализации стенок пустот и внутрипустотного пространства, такими минералами, как кристобалит, кварц и цеолиты.

Н.М. Кутукова

ПАО «НК «Роснефть», г. Москва

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ СОПРОВОЖДЕНИЯ БУРЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СКВАЖИН

На примере Юрубчено-Тохомского месторождения показан пример практического применения геологической модели для целей сопровождения бурения горизонтальных скважин.

Юрубчено-Тохомское месторождение расположено в пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, занимает юго-западную часть Камовского свода Байкитской антеклизы. Основной продуктивный нефтенасыщенный пласт представлен древнейшими рифейскими отложениями, которые перекрыты с угловым несогласием венд-кембрийскими отложениями. Рифейский коллектор - уникальный, не имеющий аналогов в мире: сложен преимущественно плотными доломитовыми породами (эффективная ёмкость составляет – 1–1,7 %) и характеризуется развитой системой субвертикальных тектонических трещин в условиях обширной газовой шапки и подстилающей воды. Результаты бурения, испытания разведочных скважин, анализ работы эксплуатационных (горизонтальных) скважин, а также седиментологические исследования керна говорят о значительном влиянии кавернозной компоненты пустотного пространства на продуктивность рифея.

Интеграция разномасштабных исследований в областях седиментологии, петрофизики, сейсмоки, промысловой геологии и разработки позволила построить детальную геологическую модель для целей сопровождения бурения скважин. В соответствии с разработанной моделью, участки с повышенными фильтрационно-ёмкостными свойствами приурочены к склонам или бортам палеоврезов – древним формам рельефа, сформировавшихся в результате эрозионной деятельности временных водотоков во время длительного предвендского перерыва в осадконакоплении. Согласно статистическим данным, влияние боковой эрозии распространяется в диапазоне от 100 до 300 м от палеоврезов. Такая разница обуславливается, вероятно, формой, глубиной, шириной каналов, образовавшихся при высокой скорости движения вод. Заложение проектных горизонтальных скважин происходит ближе к картируемому врезу с целью вскрытия большего количества кавернозных интервалов.

В пределах месторождения на текущий момент в такие зоны пробурено порядка 30 скважин горизонтальных скважин. При заложении скважин использовали атрибут спектральной декомпозиции с целью картирования борта вреза. Благодаря использованию атрибута удалось минимизировать риски выхода горизонтального ствола из рифейского пласта в вендские глинистые толщи: из 12 скважин только в двух скважинах горизонтальный ствол частично прошел по вендским отложениям. Запускной

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

дебит нефти скважин, пробуренных вдоль бортов палеоврезов, выше на 80 % по сравнению со скважинами, пробуренными на удалении от врезов, в сравнении участвовали скважины, пробуренные в одной зоне.

Таким образом, выработанная концепция заложения эксплуатационного бурения в зоны наличия кавернозных интервалов, приуроченных к бортам палеоврезов, показала свою эффективность.

Литература

1. *Багринцева К.И., Красильникова Н.Б. и др.* Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов рифея Юрубчено-Тохомского месторождения // Геология нефти и газа. 2015.
2. *Кутукова Наталья Михайловна.* Реконструкция геологического строения, условий формирования и прогноз углеводородных скоплений рифейских отложений Камовского свода Байкитской антеклизы Восточной Сибири (на примере Юрубчено-Тохомского месторождения): Диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.12 [Место защиты: ФГБУН Институт проблем нефти и газа Российской академии наук] 2020. 181 с.
3. *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Курумбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. Изд-во: Научный мир. 2011. 420 с.
4. *Ткачук Д.Н.* Формирование, переработка и комплексная интерпретация единого куба данных МОГТ-3Д в пределах Юрубченского лицензионного участка АО "Востсибнефтегаз", г. Красноярск. 2017.

М.А. Левитан

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

**НОВАЯ ВЕРСИЯ СОВРЕМЕННОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ
БЕЛОГО МОРЯ**

Начиная с 60-х годов XX века и поныне Белое море является объектом мультидисциплинарных исследований, в том числе и в плане фациально-генетического анализа. Вероятно, первой версией современной фациальной структуры является вариант В.В. Калиненко, опубликованный в [1]. Согласно этой версии следует выделять: 1) фации пляжей (не относятся к морским фациям); 2) прибрежную фацию; 3) фации дельт и предустьевых районов; 4) фации заливов; 5) фацию обширных морских мелководий; 6) фации склонов впадины моря; 7) фации срединной части впадины моря.

М.А. Спиридонов с соавторами [2] разделил дно Белого моря на три крупных района: северный (Воронка и Мезенский залив), центральный (Горло) и южный (Бассейн, Кандалакшский, Онежский и Двинский заливы).

По мнению В.В. Фроля, базирующемся в основном на составленной им карте литологии поверхностного слоя осадков масштаба 1:750000 [3], в фациальном плане следует выделить: 1) Северную часть (включающую в себя Воронку и Мезенский залив);

2) Горло; 3) Центральную часть (глубоководье Кандалакшского залива и Бассейн, а также Онежскую и Двинскую губы).

Автор доклада исходит из классических представлений о фации как единстве условий седиментации и накапливающихся в этих условиях осадков. С нашей точки зрения, на основе литературных данных целесообразно выделить в современной фациальной структуре две фациальные области: 1) Северо-Восточную и 2) Юго-Западную.

Географически в Северо-Восточную фациальную область входят Воронка, Мезенский залив и Горло. При этом данная фациальная область может быть подразделена на две фациальные зоны: 1) Западную, включающую в себя большую часть указанных районов, и 2) Восточную, к которой относятся только прибрежные районы южной части Мезенского залива.

Наиболее общим основанием для выделения Северо-Восточной области является принадлежность водной толщи, в основном, к массе баренцевоморских вод, отсутствие ее вертикальной стратификации; малые глубины, очень высокая гидродинамическая активность (за счет, главным образом, приливо-отливных течений); обилие гравийно-галечных и песчаных осадков; малая площадь распространения современных морских осадков; сильное развитие абразии (термоабразии?) на восточных берегах; специфика питающих провинций (в частности, морен лопасти Новоземельско-Карско-Печорского ледника позднего валдая, а также осадочного комплекса Мезенской синеклизы). Восточная фациальная зона отличается от Западной наиболее сильной гидродинамикой, большей мелководностью, большим влиянием стока р. Мезени, обилием бенчей, гравийно-галечных отложений и крупно-среднезернистых песков, отсутствием полей песчаных волн.

Юго-Западная фациальная область включает в себя Бассейн, Кандалакшский, Онежский и Двинский заливы. При этом она может быть подразделена на три фациальные зоны: 1) Центральную, включающую в себя наиболее глубоководные области Бассейна и Кандалакшского залива, 2) Переходную, к которой относятся области средних глубин на склонах основной впадины моря и внешняя часть Двинского залива, 3) Периферическую, в которую входят мелководная часть Кандалакшского залива, Онежский залив и внутренняя часть Двинского залива.

Наиболее общим основанием для выделения Юго-Западной фациальной области является принадлежность водной толщи к массе беломорских вод, развитие большого циклонического круговорота, котловинный характер рельефа дна; относительно слабая гидродинамическая активность (за исключением Онежского залива); преобладание алевритово-пелитовых и пелитовых илов в поверхностном слое осадков (кроме Онежского залива); специфика питающих провинций.

В Центральной фациальной зоне к перечисленным параметрам добавляются наибольшие глубины из-за Кандалакшко-Двинской впадины, присутствие хорошо

выраженной вертикальной стратификации водной толщи, последовательность антициклонических и циклонических круговоротов меньших размеров, чем основной круговорот Белого моря; большая роль пелитовых илов, формирующих аккумулятивную субгоризонтальную морскую равнину [2], специфика биоты, геохимии и минерального состава донных осадков.

Для Переходной фациальной зоны свойственны средние глубины, присутствие хорошо выраженной вертикальной стратификации водной толщи; развитие наклонных аккумулятивных равнин с многочисленными донными обнажениями четвертичных отложений ледникового и ледниково-морского комплексов [2]; доминирование, в основном, алевритов и алевритово-пелитовых илов, средние значения скоростей современной седиментации и абсолютных масс осадков, специфические показатели биоты, геохимии и минералогии осадков.

Периферическая фациальная зона обладает такими общими признаками как мелководность, воздействие постоянных течений, отсутствие стратификации водной толщи; высокие биомассы зообентоса; повышенные скорости седиментации и абсолютные массы осадков, резко выраженная дифференциация минерального состава.

В то же время специфика составных частей данной фациальной зоны настолько велика, что следует выделить в ее составе, как минимум, три фациальных подзоны: 1) мелководья Кандалакшского залива, 2) Онежского залива и 3) авандельты р. Северной Двины и побережья Летнего берега. Характеристика фациальных подзон будет представлена в докладе.

Литература

1. *Невгесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука. 1977. 235 с.
2. *Спирidonов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др.* Геология Белого моря // Сов. геология. 1980. № 4. С. 45–55.
3. *Фроль В.В.* Типы донных осадков Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2006. № 3. С. 53–57.

Н.А. Лыков, Ю.В. Ростовцева

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА РЕКИ МОЙЕРО (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

В раннем палеозое на территории Сибирской платформы располагалось несколько крупных эпиконтинентальных бассейнов, одним из которых является Тунгусский палеобассейн, известный также как Тунгусская синеклиза [1–3]. Опорный для региональной стратиграфии разрез ордовика по реке Мойеро располагается в северо-

восточной части Тунгусской синеклизы в современных координатах к западу от Анабарской антеклизы. Это один из наиболее полных, непрерывных и хорошо обнаженных разрезов ордовика на всей Сибирской платформе [1, 4–6], при этом, в силу своей удаленности и труднодоступности очень редко посещаемый геологами, от чего он слабо охарактеризован. На основании детального макро- и микроскопического изучения нижнеордовикских отложений (верхи ныйского и низы угорского горизонта нижнего ордовика) разреза р. Мойеро, выделения основных литологических типов и анализа их распределения по разрезу, а также учета особенностей карбонатакопления по общепринятым методикам, для рассматриваемых толщ была разработана седиментологическая модель (Рисунок).

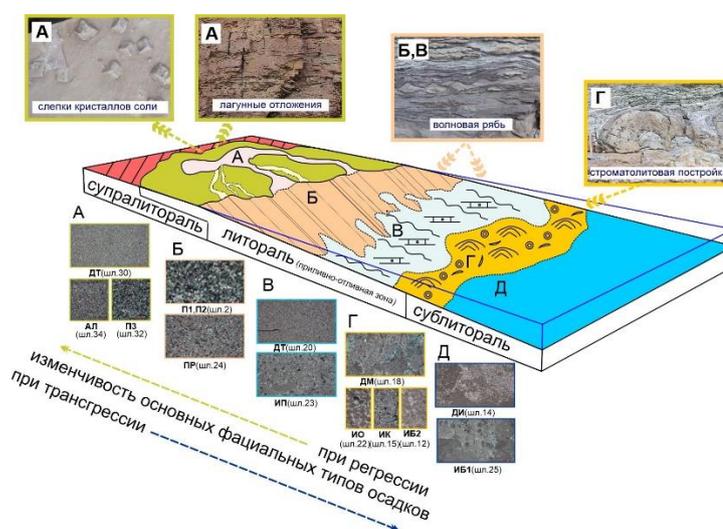


Рисунок. Седиментологическая модель формирования изучаемых нижнеордовикских отложений.

Седиментологическая модель с описанием фациальных типов осадков отражает условия осадконакопления, а также изменчивость их во времени (зависимости от этапности наступления трансгрессии и регрессии). О седиментации в условиях действия регрессии свидетельствует увеличенное содержание терригенной (кварц-силикатной) компоненты в нижнеордовикских отложениях, а на развитие трансгрессии указывает увеличенное содержание карбонатной составляющей, что подтверждается также данными, полученными в результате проведения РФА.

В прибрежно-морской обстановке эпиplatformенного бассейна, в которой происходило накопление изучаемых отложений, выделяется 5 основных фациальных типов осадков, отвечающих определенным условиям их седиментации:

(1) зона сублиторали (Д): участки мелководья со средней и слабой подвижностью вод, способствующих сохранению илистого (микритового) заполнителя между карбонатными (форменными) зёрнами осадка. Наличие в породах включений микробиальных интракластов позволяет сделать выводы о близости расположении к

этой зоне строматолитовых построек. Для этих фациальных условия характерен парагенез литотипов ДИ, ИБ1 (оолитово-биокластовые осадки с илистым заполнителем/рудстоун илистый);

(2) переходная область зон сублиторали/литорали (Г): участки мелководья с высокой подвижностью вод с формированием строматолитовых построек, образованием оолитов, сферолитов, карбонатных комков. Для данных фациальных условий свойственен парагенез литотипов: ДМ, ИО, ИК, ИБ2 (строматолитовых, комковато-оолитовых и оолитово-биокластовых отмытых осадков, грейнстоун);

Зона литорали (В, Б, А): (3) участки нижней части литорали (приливно-отливной зоны): литотипы ДТ, ИП (карбонатных и карбонатно-песчаных осадков/мадстоун, вак- и пакстоун) при действии трансгрессии (В); (4) участки нижней части литорали (приливно-отливной зоны): литотипы П1, П2, ПР (карбонатно-песчаных и песчаных осадков), при этом литотипы П1 и П2 относятся к регрессивному этапу развития седиментационного палеобассейна, а литотип ПР относится к отложениям, накопление которых возможно в рассматриваемых условиях как при трансгрессии, так и регрессии (Б); (5) участки верхней части литорали (приливно-отливной зоны), в данной части распространен лагунный тип осадконакопления: ДТ, ПЗ, АЛ (карбонатных и тонкопесчаных и алевритовых осадков лагун/ мадстоун) (А).

Установлено, что отложения нижней части разреза, формировались в условиях сублиторали (фациальные типы осадков зон Г и Д) и в пределах нижней частей литорали (фациальные типы осадков зон В и Б). При этом осадконакопление происходило на фоне трансгрессии, в условиях нормальной солености вод. В подвижных водах в переходной зоне между сублиторалью и нижней частью литорали формировались оолитовые, биокластовые отмытые осадки и мелкие строматолитовые биогремы. В более спокойных водах образовывались карбонатные осадки, содержащие илистый заполнитель. В условиях литорали (приливно-отливной равнины) формировались тонкозернистые карбонатные ламинарные прослои, песчаные и песчано-доломитистые осадки. Отложения средней части разреза накапливались в условиях средней и верхней частей литорали (фациальные типы осадков зон Б и А) в обстановке неблагоприятных для обитания различных видов организмов, на фоне развития регрессии. Условия были сопоставимы с лагунными, при повышенной солености вод. В это время преобладало накопление алевритовых и тонкопесчаных осадков. Во время формирования отложений верхней части разреза) существовали благоприятные обстановки для накопления илистых карбонатных осадков, что указывает на смену регрессивного этапа трансгрессивными условиями. Выявленные особенности циклического строения изучаемых толщ, а также наличие смешанного карбонатно-терригенного режима седиментации во многом сходны с условиями формирования нижеордовикских отложений формации Рубиду (Roubidoux Formation), вскрываемой в южной части штата Миссури (США) [7]. Это свидетельствует о том, что обстановки осадконакопления в

эпиконтинентальных морях в пределах континентов Сибири и Лаврентии, располагающихся на одних и тех же широтах в раннем ордовике, являются во многом подобными в рассматриваемый период времени.

Авторы высказывают искреннюю благодарность доктору геолого-минералогических наук А. В. Дронову (ГИН РАН) за возможность участия Н. А. Лыкова в полевых исследованиях в Восточной Сибири и ценные научные консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант №20-17-00198.

Литература

1. *Каныгин А.В., Ядренкина А.Г. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск. Изд-во “Гео”, 2007. 267 с
2. *Каныгин А.В., Ядренкина А.Г. и др.* Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы. Геология и минеральные ресурсы Сибири №5 2016. С. 4–58.
3. *Dronov A.* Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2013. V. 389. № 1. P. 87–95.
4. *Мяжкова Е.И., Никифорова и др.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины р. Мойеро. Сибирская платформа. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 65 с.
5. *Мяжкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э.* Разрез ордовика и силура реки Мойеро. Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
6. *Покровский Б.Г., Зайцев А.В. и др.* Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемотратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы. Литология и полезные ископаемые, 2018 г, №4, С. 310–336.
7. *Overstreet R., Francisca E.* Oboh-Ikuenobe and Jay M. Gregg. Department of Geology & Geophysics, University of Missouri–Rolla, 9, U.S.A. P. 421–423

С.Ю. Маленкина, О.В. Зеркаль, В.Л. Косоруков, Е.Н. Самарин, И.П. Гвоздева
МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАСЧЛЕНЕНИЮ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКЕ СВИТ ВОРОБЬЕВЫХ ГОР

Воробьевы горы еще с середины XIX в. изучались многими исследователями, эти разрезы в свое время сыграли большую роль в построении современной стратиграфии юрско-меловых слоев в Подмосковье [1].

Несмотря на долгую историю исследований, до последнего времени литологическая изученность строения разрезов оставалась неудовлетворительной.

На протяжении ряда лет (с 2015 по 2021 год) мы принимали участие в детальном изучении керна буровых скважин, пробуренных Мосгоргеотрестом и ООО «Инженерная геология» с инженерно-геологическими целями по всей территории Воробьевых гор. Предварительный анализ этого большого материала (включая сборы фауны) позволил нам сначала в 2015 г. составить полный сводный разрез юрско-меловых отложений,

впервые расчлененный на свиты и толщи в соответствии с современными унифицированными региональными стратиграфическими схемами Восточно-Европейской платформы [2]. В процессе дальнейших исследований удалось уточнить диагностические признаки, вещественный состав и другие характеристики выделенных подразделений, чтобы с успехом применять их при последующих работах. Литостратоны доказали на практике свою необходимость для корреляции скважин при инженерно-геологических работах.

Краткая характеристика отложений. 1) На каменноугольных известняках, в западинах рельефа, изредка залегают темно-серые пески и черные углистые глины, относящиеся к батской *москворецкой толще* 0,3–1,5 м. 2) Темно-серые с коричневым оттенком алевритистые глины *люблинской толщи* нижнего келловея, с обломками карбонатов в них, 0–2,5 м мощности. 3) Бурые и коричнево-серые глинистые пески и серые с коричневатым оттенком смектитовые глины *криушской свиты* среднего келловея, с железистыми оолитами и мелкими гальками, 0,1–1,7 м. 4) Отложения *чулковской свиты* верхнего келловея-нижнего оксфорда делятся на 2 подсвиты: *великодворскую* (серые с бежевым оттенком глины, переполненные оолитами, карбонатными и кремневыми гальками, с прослоями песка, 0,3–2,35 м) и *подосинковскую* (стально-серые зеленоватые глины, с преобладанием гидрослюд, с большим количеством оолитов, пизолитов и зонами ожелезнения, в основании с карбонатными стяжениями, с остатками фауны аммонитов, 2–4,1 м). 5) Характерные коричневато-серые алевритистые, слюдистые глины *ратьковской подсвиты* среднего оксфорда, с гнездами железистых оолитов, с редкими фосфоритами, с обилием тонкого детрита раковин аммонитов, их отпечатков и фрагментов, фораминиферами и ходами илоедов на плоскостях напластования, 1–2 м. 6) Темно-серые с буроватым оттенком до черных алевритовые глины *подмосковной свиты* среднего-верхнего оксфорда, плотные, слюдистые, слоистые, иногда сланцеватые, с преобладанием смектита и гидрослюд при существенной роли каолинита, с частыми ходами илоедов, аммонитами, с прослоями фосфатных конкреций, стяжениями и плитками пирита, 4,5–7 м. 7) Глины *коломенской толщи* верхнего оксфорда: коричневато-серые до белесо-серых, с неясной слоистостью, сильно алевритовые, слюдистые, известковые, с частыми мелкими ходами илоедов, спорадическими прослоями округлых фосфоритов, с аммонитами. В их минеральном составе преобладают смектит и гидрослюды, значительную роль играют цеолиты, доля которых может достигать 37–39 % [3]. Мощность 2,6–8 м. 8) Черные смектитовые жирные глины *макарьевской свиты* верхнего оксфорда-киммериджа, с пиритизированными ходами илоедов и пиритовыми конкрециями, с остатками фауны 5–6 м. 9) Темно-серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые кварц-глауконитовые пески *костромской свиты* волжского региояруса, переполненные фосфоритами с фауной 0,1–0,9 м. 10) Отложения *мневниковской свиты* волжского региояруса резко разделяющиеся на: *егорьвскую* (темно-серые с зеленым оттенком кварц-глауконитовые

пески с многочисленными фосфоритами, переполненными фауной, 0,1–1 м) и *филевскую* (темно-серые сильно глинистые алевриты, в нижней части слабо песчанистые, с остатками аммонитов, 4,5–6 м). Содержание глинистых минералов достигает 33–35 % с преобладанием смектита и гидрослюд. 11) Отложения *лопатинской свиты* волжского региояруса четко разделяются на три части: внизу – зеленые глауконитовые пески и алевриты, с мелкими песчаными фосфоритами 0,2–1,5 м, в середине – прослой темной глины, с детритом раковин и фоссилиями 0,4–2 м, вверху – прослой песка зеленовато-серого с обильными фосфоритами с частыми бухиями и аммонитами 1–5,5 м. 12) Пески *кунцевской толщи* волжского региояруса, от серо-зеленоватых до зеленовато-серых, слюдястые, прослоями сильно слюдястые, глауконитовые, алевритовые мелкозернистые, переслаивающиеся с темно-серыми алевритами и редкими неясными тонкими прослоями черной слюдястой глины, 3–10 м. Вышележащие нижнемеловые подразделения были нами охарактеризованы на прошлогоднем собрании [4]. Отметим лишь, что черные сажистые глины котельниковской свиты, как оказалось, содержат до 20% глинистых минералов с преобладанием гидрослюды и каолинита, а бутовские сиреневые и темно-серые глины – преимущественно каолинита (до 30 %). Доминирующая фракция песков почти у всех свит с песками имеет размер 0,10–0,25 мм, исключение составляют волгушинские (0,25–0,50 мм) и плохосортированные – гремячевские, котельниковские и бутовские.

Литература

1. *Даньшин Б.М.* Геологическое строение Ленинских гор в связи с некоторыми вопросами стратиграфии отложений меловой системы и оползневыми явлениями по берегу р. Москвы. Известия Московского геологического треста. №4. 1937. С. 3–23.
2. *Школин А.А., Маленкина С.Ю.* Воробьевы горы - историческое место московской геологии: новые данные по стратиграфии юрско-нижнемеловых отложений // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции. М.: МГРИ-РГГРУ. 2016. С. 110–112.
3. *Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Чернов М.С., Аверин И.В., Новиков П.В.* Изменение состава и строения юрских глин в зоне оползневых смещений на участке "Воробьевы горы" (г. Москва) // Фундаментальные и прикладные вопросы современного грунтоведения. Сергеевские чтения. Вып. 23, Москва: Геоинфо. 2022. С. 175–181.
4. *Маленкина С.Ю.* Литолого-фациальная характеристика нижнемеловых свит различных районов Москвы и окрестностей // Экзолит – 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Москва: МАКС Пресс, 2021. С. 133–135.

*А.Ю. Мальцева¹, А.В. Тихонова², Е.К. Идрисова¹, Т.И. Карамов¹, А.Е. Бажанова¹,
А.В. Гончарова¹, Е.А. Леушина¹, Е.А. Краснова³, А.С. Грязнова³, Д.В. Черных⁴,
Б.А. Буханов¹, Н.А. Хаустова¹, И.П. Семилетов⁴, М.Ю. Спасенных¹, Ö. Gustafsson⁵*

¹ Сколтех, Центр науки и технологий добычи углеводородов, г. Москва

² ИО РАН, г. Москва

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

⁴ ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток

⁵ Stockholm University, Department of Environmental Science

АНАЭРОБНОЕ ОКИСЛЕНИЕ МЕТАНА В ОСАДКАХ МЕТАНОВОГО СИПА НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

В ходе научно-исследовательской экспедиции в моря Восточной Арктики на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в октябре 2020 г. были обнаружены высачивания метана (метановые сипы) на континентальном склоне моря Лаптевых. Гравитационной трубкой была отобрана колонка осадков мощностью 82 см. Глубина воды на станции донного пробоотбора составляет 293,5 м; температура поверхности осадков составляет 0,1°C. Осадки оливково-серого цвета, глинисто-алевритовые (глинистая фракция 15–18 %; мелко- среднеалевритовая 63–76 %), содержат многочисленные включения аутигенных карбонатов. Наибольшее количество карбонатных включений наблюдается в интервале глубин от 14 до 69 см от поверхности дна. Карбонатные включения светло-серого цвета размером от первых миллиметров до 10 см, неправильной формы от трубкообразных до округлых, часто пористые – вплоть до сквозных пор диаметром до 1 мм. В карбонатных включениях присутствуют обломки и отпечатки раковин двустворок, белые корочки. Колонка осадков с карбонатными включениями была изучена детально с использованием литологических и изотопно-геохимических методов для определения продолжительности и восстановления условий разгрузки метана на морском дне, роли микроорганизмов в окислении разгружающегося метана, возможной связи разгрузки газа с диссоциацией газовых гидратов на глубине.

Определение элементного и минерального состава осадков и карбонатных включений проводилось с использованием рентгенофлуоресцентного (РФА) и рентгенофазового (РФА) анализов. Карбонатные включения представлены магниезиальным кальцитом. В разрезе колонки осадков можно выделить интервалы относительного обогащения осадков магнием или стронцием, что указывает на неодинаковую интенсивности разгрузки газа во времени.

Для определения генезиса карбонатных включений проводился анализ состава стабильных изотопов углерода и кислорода в них. Установлено, что для карбонатов характерен аномально легкий состав стабильных изотопов углерода: $\delta^{13}\text{C}$ от -54,6 до -45,6 ‰, что указывает на их «метан-производную» природу, т.е. они сформировались

в результате анаэробного окисления разгружающегося метана микроорганизмами [1–4]. При этом наблюдается обогащение карбонатных включений тяжелым изотопом кислорода: $\delta^{18}\text{O}$ от +4 до +7.7 ‰, что позволяет предположить разгрузку вместе с газом воды из нижележащих толщ, возможно, формирующейся при диссоциации газовых гидратов [5, 6].

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НИЦМУ.

Список литературы

1. *Boetius, A., Ravensschlag, K., Schubert, C. J., Rickert, D., Widdel, F., Gieseke, A., Amann, R., Jørgensen, B. B., Witte, U., and Pfannkuche, O.*: A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane, *Nature*, 407, 2000. 623–626.
2. *Леин А.Ю., Ульянова Н.В., Пименов Н.В.* Черноморские “кораллы” – продукт минерализации микробных матов. *Природа*. 2001. №12. С. 48–54.
3. *Campbell K.A.* Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232. 2006. pp. 362–407.
4. *Hinrichs K.-U., Boetius A.* The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. P. 457–477. 2002.
5. *Bohrmann G, Greinert J, Suess E, Torres ME* (1998) Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability. *Geology* 26:647–650.
6. *Matsumoto, R.* (2000) Methane hydrate estimates from the chloride and oxygen isotopic anomalies. *Ann. New York Acad. Sci.* 912. 39–50.

Т.А. Мележ

ГГУ имени Франциска Скорины, г. Гомель, Беларусь

ЛИТОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩИ ДОЛИНЫ РЕКИ НЕМАН

Литолого-геологическое строение долины реки Неман разнообразно и определяется комплексом факторов, анализ которых позволил прорайонировать исследуемую территорию и выделить четыре крупных района (Рисунок):

1) район развития озерно-ледниковых отложений – lgQ_3pz (глины, суглинки, супеси, пески);

2) район развития водно-ледниковых отложений – fQ_3pz^s , fQ_2sz^s , kmQ_3pz (пески, песчано-гравийные породы);

3) район развития моренных отложений – gQ_2sz , gtQ_2sz (супеси, суглинки моренные, пески, песчано-гравийные породы);

4) район развития аллювиальных, озерных и болотных отложений – l,aQ_3pz , aQ_3pz_3 , aQ_3pz_{2-3} , aQ_4 , bQ_4 (пески, супеси, суглинки, глины, торф, илы, сапропели).

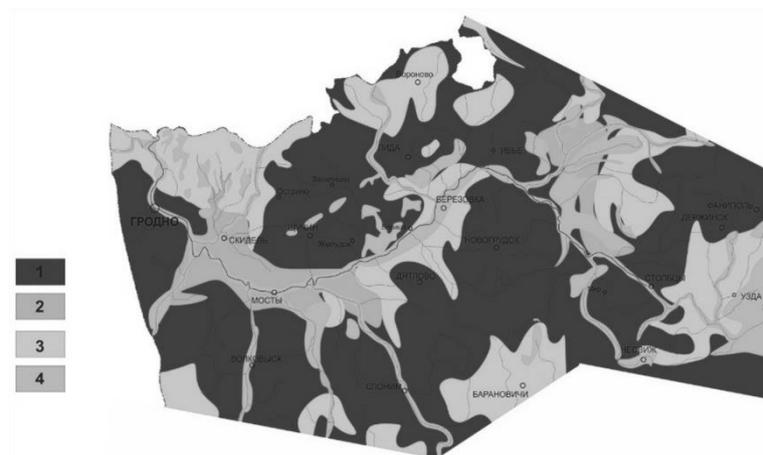


Рисунок. Картограмма районов распространения генетических типов четвертичных отложений:

1 - район развития озерно-ледниковых отложений; 2 – район развития водно-ледниковых отложений; 3 – район развития моренных отложений; 4 – район развития аллювиальных, озерных и болотных отложений (составлено автором по данным [1]).

Озерно-ледниковые отложения залегают обычно на морене в верхней части четвертичной толщи и только местами перекрываются маломощным чехлом голоценовых отложений. Наибольшие площади распространения озерно-ледниковых отложений отмечены в пределах Неманской низины от н.п. Орля до г. Скидель (Щучинский, Мостовский, Скидельский районы).

Водно-ледниковые отложения представляют собой образования талых вод ледника, прошедших через толщу льда по трещинам и двигавшимися подо льдом к его краю. Эти воды вымывали из толщу льда обломки пород и накапливали их вдоль движущегося потока по днищу ледникового трога, образуя озы и камы, протяженностью несколько километров при небольшой ширине в несколько метров. На флювиогляциальные отложения приходится почти треть объема антропогенной толщи. Флювиогляциальные надморенные отложения сожского подгоризонта распространены на протяжении всей долины Немана от места слияния рек Уссы и Лоши до границы РБ – Литва, исключение составляет участок максимального распространения озерно-ледниковых толщ – Мостовский и Скидельский районы [1].

Флювиогляциальные отложения достаточно широко распространены в пределах изучаемой территории. Они представлены группами образований, сформировавшимися в различных фациальных обстановках. Это отложения флювиокамов и камовых террас, озов, краевых гряд, долинные и покровные флювиогляциальные аккумуляции.

Моренные отложения в долине Немана залегают преимущественно на днепровско-сожских, днепровских, березинских образованиях и редко на коренных породах, перекрываются более молодыми сожско-поозерскими водно-ледниковыми,

поозерско-голоценовыми аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Представлены конечно-моренными образованиями, а также камовыми террасами и холмами. Широко распространены в пределах Новогрудской краевой ледниковой возвышенности, Столбцовой моренной равнине, Копыльской краевой ледниковой гряды и Гродненской краевой ледниковой возвышенности [1].

Аллювиальные отложения представляют собой результат переработки озерно-ледниковых, флювиогляциальных и моренных образований. Плейстоценовые оледенения оказали существенное влияние на фациальную структуру и вещественный состав аллювия. Ледниковые покровы, двигаясь к югу и юго-востоку, вызывали подпруживание рек, текущих им навстречу, что приводило к образованию в долинах озер. В связи с этим в строении речных террас, формировавшихся в эпохи оледенений (в особенности, верхнеплейстоценовых) в долинах рек бассейна Балтийского моря, большое участие принимают озерно-аллювиальные отложения. Аллювиальные толщи слагают пойменные пространства, участки первой и второй надпойменных террас Немана и его притоков [1].

Озерные отложения. Важное место в осадконакоплении принадлежит озерам. В озерах накапливаются минеральные, органо-минеральные и органические осадки. Не имеют широкого площадного распространения за исключением участка в пределах Столбцовой равнины и Копыльской гряды.

Болотные отложения на изучаемой территории сложены, главным образом, верховыми и переходными торфяникам, имеют локальное распространение в пределах пойм и надпойменных террас (в пределах н.п. Щорсы, Негневичи, Любча, Гнесичи, Яремичи, Куписк, Белица, в долине Щары и в пределах Озерской равнины). Мощность торфяных залежей невыдержана и может изменяться от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Литература

1. Четвертичные отложения: карта масштаба 1:2500000 / Национальный атлас Республики Беларусь. Минск: Белкартография. 2002. С. 42–43.

А.В. Милаш

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ВОРОБЬЕВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Воробьевские отложения нижнего живета впервые были описаны А. И. Ляшенко в 1953 году по керну скважины № 86 у села Воробьевка Воронежской области [1]. Они развиты на большей части Воронежской антеклизы (ВА), распространены севернее и северо-восточнее линии г.г. Севск–Курск–Павловск–Богучар и сложены песчано-

глинистыми породами с тонкими прослоями известняков. Их общая мощность колеблется от первых метров у границы выклинивания до 50 м на северо-востоке антеклизы [2].

Характерной особенностью рассматриваемых отложений является наличие пачки песков в основании горизонта. Эти пески фиксируются в разрезах к востоку и к югу от Воронежа. Они были выделены А. И. Ляшенко в 1954 году в ранге ольховского горизонта с опорным разрезом у с. Ольховка Воронежской области. Авторы работы [1] считают, что ольховские слои являются базальной частью воробьевского горизонта и образуют с ним единый ритм осадконакопления.

Несмотря на проведенные исследования, фациальные аспекты формирования рассматриваемых образований, за исключением их распространения на юго-востоке антеклизы [3], остались недостаточно изученными. Воробьевское время, в основном, характеризуется прибрежно- и мелководно-морским осадконакоплением. На востоке, северо-западе и в центральной части ВА расположена мелководно-морская, со слабой активностью гидродинамического режима, наиболее глубоководная фациальная **зона (ПА)**, представленная аргиллитоподобными глинами, формировавшимися в условиях спокойной гидродинамической обстановки ниже иловой линии. В основании встречается маломощный слой светло-серых кварцевых алевритов или мелкозернистых песчаников, а выше залегают пестроцветные аргиллитоподобные глины с прослоями маломощных органогенно-обломочных известняков. Глины, слагающие более 90% разреза, содержат многочисленные остатки брахиопод, остракод, криноидей, рыб, кораллов. Общая мощность глин может достигать 20 м [3].

Также, на востоке исследуемой территории, западнее зоны ПА расположена фациальная **зона (ШБ-ПА)**, в разрезе которой заметную роль начинают играть песчанистые породы. Нижняя часть разреза сложена песками с тонкими прослоями глин и песчаников (ольховские слои). Пески светло-серые, кварцевые, хорошо отсортированные, мелко-тонкозернистые. Песчаники белые, кварцевые, мелкозернистые, сахаровидные, на карбонатном цементе с ходами илоедов.

Верхняя часть разреза представлена аргиллитоподобными глинами, голубовато и зеленовато-серыми, слабо известковистыми, плитчатыми, с раковистым изломом, с фауной брахиопод. Обилие фауны приурочено к сильно карбонатным разностям.

От г. Калач на юго-востоке исследуемой территории до г. Воронеж тянется **зона ША**, прибрежно-морская нормальной солености со слабой активностью гидродинамического режима. Разрез сложен аргиллитоподобными глинами, в разной степени алевритистыми, неясно- и горизонтально-слоистыми, слюдистыми, с примесью углефицированных растительных остатков, тонкостенными раковинами пелеципод, обломками морских лилий, ходами илоедов.

Вдоль границы распространения, а также пятнами на северо-западе и в центральной части ВА, развиты прибрежно-морские фации (зоны **ШБ, ШБВ, ШВ**,

ШБ-ША). Разрез этих зон сложен песками, песчаниками, алевритами, алевролитами, глинами, а также редкими прослоями известняков. Песчаники слабосцементированные (до состояния песка) светло-серые, кварцевые. В верхней части песчаники имеют конгломератовидную текстуру за счет включений обломков аргиллитов. Алевриты (алевролиты) пепельно-серые, реже белые, глинистые, иногда известковистые, с тонкой горизонтальной (нитевидной). Нередко отмечается косая и перекрестная слоистость, подчеркиваемая тонкими слоями перетертых остатков растительности.

Аргиллитоподобные глины голубовато-зеленого цвета, плотные, грубо-плитчатые с частыми кубиками пирита, с остатками тонкостенной фауны, горизонтально-волнисто-слоистые, участками песчаные, с гнездами хлорида и единичными обломками кварца. Известняки серые, зеленовато-серые, глинистые, органогенно-детритусовые. В песчаниках и известняках встречаются тонкие прослои глин, а в известняках – обильная фауна: брахиопод, остракод, кораллов и членики криноидей. У границы распространения, помимо прибрежно-морских фаций, присутствуют лагунные (**зона IVA**), представленные аргиллитоподобными глинами темно-серого и черного цвета, переполненными обугленными растительными остатками.

На основании проведенных исследований установлено, что воробьевское время характеризуется мелководно- и прибрежно-морским осадконакоплением. Море двигалось, в основном, с востока. Снос терригенного материала шел как с юга (Воронежский массив) так и с севера (Балтийский щит). Обилие фауны позволяет судить о благоприятном газовом режиме и солености вод воробьевского бассейна. Эти факторы в сочетании с гумидным климатом предопределили характер и своеобразие осадков, образованных в воробьевское время.

Литература

1. Кононова Л.И., Овнатова Н.С., Ржосницкая М.А., Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Федорова Т.И. *Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы.* М.: Комитет РФ по геологии и использованию недр. 1995. 265 с.
2. Савко А. Д., Мануковский С. В., Мизин А. И., Бурыкин В. Н., Бартенев В. К., Окороков В. А., Бабкин В. Ф. *Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы.* Труды научно-исследовательского института геологии: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вып. 3. 2001. 201 с.
3. Милаш А.В., Савко А.Д. *Литология девонских отложений юго-востока Воронежской антеклизы.* Труды научно-исследовательского института геологии: Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та. Вып. 100. 2017. 131 с.

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

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

ВОССТАНОВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ПЕРЕНОСА И СЕДИМЕНТАЦИИ ПЕРМСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Объектом исследования являются кварцевые зерна битумонасыщенных песчаников пермского возраста шешминского горизонта уфимского яруса пермской системы, локализованных на западном склоне Южно-Татарского свода. В работе предпринята попытка восстановления условий транспортировки и осадконакопления песчаных тел. Актуальность работы заключается в том, что генезис шешминских битумонасыщенных песчаников долгие годы остается дискуссионным. Известно, что образование уфимских терригенных пород произошло в результате разрушения уральского магматогенного комплекса с последующим выносом материала на равнину [1].

Одной из возможных теорий генезиса является эоловое переотложение [2]. К такому выводу пришли в результате изучения морфологии песчаных тел. Из чего был сделан вывод, что первичное формирование происходило в субаквальных (речных потоках) на границе в прибрежно-морских условиях. Затем, в результате регрессии моря в предказанское время, верхняя часть шешминских отложений оказалась над поверхностью уровня грунтовых вод и подвергалось эоловому воздействию [2].

С целью выяснения условий транспортировки шешминских песков и песчаников были проведены исследования, которые включают в себя изучение минерального состава и морфологических признаков обломочных минералов. Объектом исследования послужили пески и песчаники шешминского горизонта, извлеченные на поверхность в результате бурения.

Для изучения минерального состава были исследованы шлифы и произведен рентгенографический фазовый анализ. По минеральному составу изучаемые пески и песчаники относятся к группе кварцевых граувакк.

Минеральный состав основных породообразующих минералов песчаников: кварц 40–50 %, полевые шпаты (ПШ) 10–15 %, обломки эффузивных горных пород 25–35 %, что подтверждается результатами рентгенографического анализа. Подробный анализ минерального состава основных породообразующих минералов представлен в работе [3].

Морфологический анализ кварцевых зерен показал, что для них характерно угловатая и полуугловатая форма, гладкая и шероховатая поверхность, матовый и полуматовый блеск. На поверхности зерен наблюдаются сколы, царапины, изломы, знаки ударов. Характер поверхности может быть обусловлен механическим трением и

соударениями зерен в процессе переноса. Результаты морфологического анализа кварцевых зерен представлены в работе [4].

Для уточнения полученных данных на основе интерпретации морфотекстур по снимкам сканирующего электронного микроскопа, были произведены гранулометрические исследования с целью выяснения условий осадконакопления и транспортировки обломочного материала. Для этого были использованы динамогенетические диаграммы Г. Ф. Рожкова, К. К. Гостинцева, К. Бьёрлики. Для которых был произведен расчет следующих параметров: асимметрия, эксцесс, стандарт, средний размер [5, 6]. По диаграмме Г. Ф. Рожкова исследуемые образцы распределены от граничной зоны эоловой до мелководной зоны обработки. На диаграмме К. К. Гостинцева исследуемые образцы расположены в блоке относительно спокойной обстановке осадконакопления. На диаграмме К. Бьёрликке образцы расположены в зоне эоловых отложений на границе с пляжными.

Таким образом, формирование битумонасыщенных песчаников происходило в сложных условиях. Это обуславливается тем, что для них характерны признаки аллювиальных [3], прибрежно-морских [7] и эоловых отложений [2]. В ходе исследования было установлено, что аллювиальные признаки были приобретены в результате транспортировки обломочного материала за счет рек Урала. В дальнейшем изучаемые пески и песчаники переотлагались в субэдральной (эоловой) обстановке. Об этом свидетельствует степень матовости и преобладающие эоловые микротекстуры. Различие в форме и степени матовости зерен может указывать на разную длительность транспортировки или на разные источники сноса.

Различие формирований и условий транспортировки отражены и в динамогенетических диаграммах Г. Ф. Рожкова, К. К. Гостинцева, К. Бьёрликке. Вероятной последовательностью процессов формирования и переотложения была от речных отложений к прибрежно-морским и от прибрежно-морских к эоловым отложениям, после чего исследуемые образцы подвергались 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. *Муллагаев 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.
3. *Хасанов Р.Р., Муллагаев 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. *Муллагаев А.И., Ормонов С.А., Хасанов Р.Р.* Морфология обломочной компоненты шешминских битумонасыщенных песчаников // 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. С. 137–139.

5. Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л. и др. // Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра. 1984. 271 с.

6. Кудряшова Л.К. Гранулометрический анализ как основной метод обоснования условий формирования пластов-коллекторов ЮК₂₋₅ ЕМ - Еговской площади (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326. № 10.

7. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 1984. 222 с.

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, г. Москва

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ОСАДКИ И УСЛОВИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА СИБИРИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В Арктике характерен ледово-морской тип седиментогенеза [1]. Преобладают терригенные осадки, образующиеся при поступлении в море веществ эоловым и водным путём с прилегающей к морю суши. Рассматриваемый регион моря Лаптевых расположен к северу от Центральной Сибири и характеризуется суровыми климатическими условиями. Море Лаптевых, относящееся к арктическим шельфовым морям, довольно мелководно (< 50 м). Рельеф дна моря Лаптевых представляет собой полого-наклонную равнину [6], пронизанную пятью каналами затопленных палеодолин рек Яна, Лена, Оленек, Анабар и Хатанга. Начиная с последнего глобального повышения уровня моря палеодолины рек были основными центрами седиментации [5].

Среди наземных частиц, поступающих в море, немалое количество представляют зерна пыльцы и спор высших растений. В результате палинологических исследований донных осадков шельфа моря Лаптевых получены данные о распределении и составе спорово-пыльцевых комплексов. Подобные исследования необходимы для реконструкций палеоклимата и палеосреды Арктики, особенно региона моря Лаптевых, эволюция палеосреды которого пока находится в стадии изучения [2]. Основой для спорово-пыльцевого анализа послужили пробы из нескольких колонок с внутреннего шельфа и образцы из современных отложений, отобранные по всей акватории моря. Возраст изученных осадков определен методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS¹⁴C) по биогенному кальциту [5].

Спорово-пыльцевым методом установлено, что в голоценовых осадках внутреннего шельфа присутствует пыльца арбореальных растений *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*, *Betula* и некоторых других деревьев и кустарников. Выявлено, что среди

пыльцы хвойных растений обильна пыльца кедрового стланика [3]. Среди травянистых тундровых растений преобладает пыльца осок, определены пыльцевые зёрна *Ericaceae*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Saxifragaceae* и некоторых других представителей тундрового разнотравья. Выделены несколько спорово-пыльцевых комплексов и пыльцевых зон, отражающих фазы в развитии растительности прилегающей к морю части Сибири [3–4].

Установлено, что тёплым эпохам голоцена соответствуют фазы развития древесной растительности. Реконструировано повышение температурного фона в голоцене, свидетельствующее о неравномерном потеплении климата с 7 по 5,5 тыс. лет назад. Смена растительности и климатических условий в конце голоцена происходила неоднократно и в пределах единой тундровой зоны. Обосновано утверждение, что при потеплении развивались крупнокустарниковые тундры, а при похолодании возобновлялась мохово-кустарничковая растительность северной подзоны типичной тундры [7–8]. Палинологические данные из осадков моря Лаптевых свидетельствуют, что начиная с 1,8 и почти до 0,3 тыс. лет назад июльские температуры воздуха превышали современные.

Следовательно, существенные колебания и рост температуры в Арктике, не связанные с антропогенным воздействием, происходили и в тёплый период голоцена, который начался 12 тыс. лет назад. Восстановленное по составу спорово-пыльцевых спектров потепление на севере Сибири в позднем голоцене может являться стратиграфическим маркером.

Литература

1. Лисицын А.П. Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые походы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №1. С.18-60.
2. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
3. Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
4. Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т.24. №1. С. 92–103.
5. Bauch H.A., Kassens H., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas. 1999. V. 28. P. 194–204.
6. Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // Arctic Ocean sediments, microfauna, and climatic record in the Late Cenozoic Time. Ed. Herman Y.1974. P. 211–229.
7. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global Planet.Change. 2001. V. 31. P. 141–153.
8. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary Int. 2011. V. 229. P. 84–88.

В.Д. Немова

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», г. Москва

«НОВЫЙ» ТИП РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВО ФРОЛОВСКОЙ МЕГАВПАДИНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Изученность нефтематеринских верхнеюрских отложений Западной Сибири в последние два десятилетия существенно возросла благодаря, в первую очередь, активному бурению новых скважин с отбором изолированного керна хорошей и отличной сохранности. В 2016 году вышла статья [1], в которой авторы на основании проведения масштабных региональных работ по изучению кондиционного керна верхнеюрских отложений предложили расчленять разрез на шесть пачек, обладающих уникальными узнаваемыми свойствами и хорошо прослеживающимися на расстоянии в сотни км. Данное расчленение разреза принято многими исследователями и использовалось в рамках трехлетних работ по Госконтракту 7/14, выполненных восьмью отраслевыми институтами. С 2018 года данное расчленение разреза легло в основу технологии сопровождения бурения скважин с протяженным (1000–1700 м) горизонтальным окончанием по шламу: в процессе бурения оперативный элементный анализ шлама позволяет определять положение долота в разрезе с точностью до 20 см.

Анализ результатов бурения более 30 горизонтальных скважин позволил доказать высокую степень прослеживаемости и распознаваемости пачек разреза верхнеюрских отложений.

Верхнеюрские отложения могут иметь нормальное строение, отражающее последовательное накопление шести пачек. Такое строение может осложняться размывами отложений разного масштаба: чаще встречаются локальные размывы, когда из разреза «выпадают» небольшие его части; для ряда территорий, например, Нижневартовский или Красноленинский своды, характерно наличие обширных по площади размывов отложений, где отсутствует сразу несколько пачек разреза. Верхнеюрские отложения могут иметь, и так называемое, аномальное строение («АРБ»), для которого характерно сложное внедрение в преимущественно биогенный разрез песчано-алевритовых прослоев терригенного генезиса. В этом случае толщина разреза увеличивается на мощность внедрившихся прослоев. Подобные отложения широко развиты на Сургутском своде.

Поисковое бурение последних лет позволило описать во Фроловской мегавпадине по данным керна и ГИС еще один тип разреза верхнеюрских отложений, ранее не встреченный. В двух скважинах с полным отбором керна, расположенных на расстоянии более 100 км друг от друга, верхнеюрские отложения обладают следующими характеристиками. Каротажный облик вскрытого типа разреза, на первый взгляд, похож на аномальный тип (АРБ), выделяется существенно увеличенной толщиной целевых

отложений. Но детальный анализ керна показал, что все породы разреза относятся к преимущественно биогенным отложениям, что говорит о том, что увеличенные толщины разреза не связаны с внедрением в него терригенных песчано-алевритовых пород. По сравнению с другими разрезами верхнеюрских отложений, изученными во Фроловской мегавпадине, данный тип отличается существенным увеличением толщины нижней низкорadioактивной толщи за счет резко увеличенных толщин биогенных радиоляритовых пропластков (Рисунок).

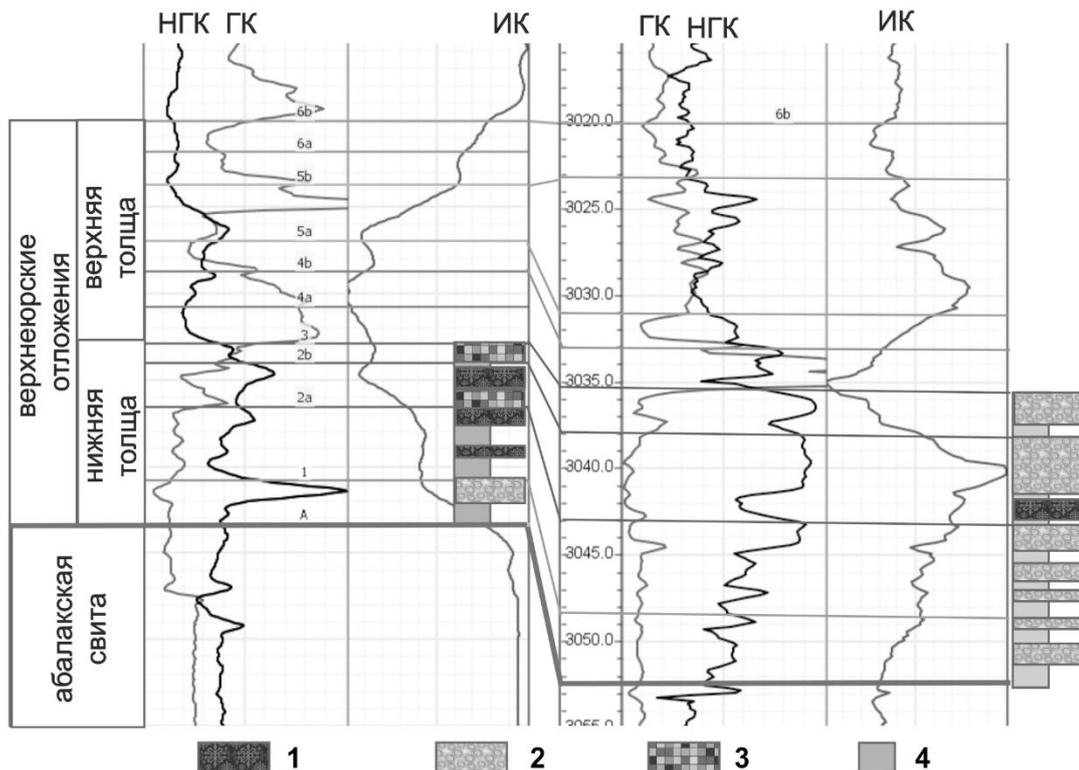


Рисунок. Сравнение схемы разрезов верхнеюрских отложений Фроловской мегавпадины с литологическими колонками нижней толщи: слева – нормальный разрез, справа – нормальный разрез с увеличенной толщиной нижней толщи.

Условные обозначения: 1 – доломитизированные радиоляриты, 2 – вторичные известняки по радиоляритам, 3 – радиоляриты (кремнистые), 4 – углеродисто-глинисто-кремнистые породы.

В абалакской свите и нижней части низкорadioактивной толщи верхнеюрских отложений изученные ранее и новые разрезы имеют одинаковое строение: глинисто-кремнистые породы абалакской свиты с обилием пирита и глауконита, с прослоями известняков (0,2–1 м) согласно перекрываются переслаиванием углеродистых глинисто-кремнистых пород с тонкими (5–10 см) прослоями и линзами радиоляритов, иногда обогащенными зернами глауконита. Вверх по разрезу толщина радиоляритовых слоев увеличивается до 20–60 см. Нетипичной для ранее изученных разрезов верхнеюрских отложений является толщина радиоляритового интервала 8,4–11,2 м (пачки 2–3 по [1]), обычно не превышающая 3–5 м. Ниже приводится описание радиоляритового интервала.

Нижняя часть радиоляритового интервала представляет собой мощный пропласток вторичного известняка по радиоляриту толщиной 1,3–2 м интенсивно трещиноватый (субвертикальные трещины), нефтенасыщенный, с полостями выщелачивания вплоть до каверн, перекрытый 10–20 см углеродисто-глинисто-кремнистых пород. Выше располагается пропласток толщиной 1,2–1,5 м вторичного доломита по радиоляриту отчетливо тонко-горизонтальнослоистого, без вертикальных трещин, в одном случае, интенсивно нефтенасыщенного с высокой пористостью (до 20 %), в другом, с повышенным содержанием ОВ и глинистой компоненты, которые существенно снижают пористость пород. Перекрываются вторичные доломиты тонким слоем 5–10 см углеродисто-глинисто-кремнистых пород. Выше - еще один интервал вторичного известняка по радиоляриту толщиной 3,4–3,5 м, интенсивно трещиноватого, иногда с кавернами, инкрустированными карбонатными друзами с хорошо ограненными кристаллами прозрачного кальцита, с неравномерным нефтяным насыщением пород.

Породы данного интервала брекчированы, внутри обладают тонкой первичной горизонтальной слоистостью, в современном состоянии залегающей под большим углом: крупные угловатые неокатанные обломки (десятки см) вторичных известняков скреплены углеродисто-глинисто-кремнистыми породами, слоистость которых располагается в соответствии с заполнением пространства между обломками. Выше - прослой углеродисто-глинисто-кремнистых пород 0,5–1 м, перекрытых вторичными известняками по радиоляриту (2,2–4,2 м) с обилием оолитов, зерен глауконита, костей рыб, кремнистых радиоляритов. Радиоляритовая часть разреза перекрывается типичными высокоуглеродистыми глинисто-кремнистыми породами (пачка 4) подошвенной части верхней высокоактивной толщи верхнеюрских отложений.

В шлифах, изготовленных из пород увеличенного карбонатизированного интервала разреза отчетливо видны реликты радиолярий, что не оставляет сомнений в биогенном характере данных отложений и их появлении в разрезе без механизма постседиментационного внедрения. Одним из возможных объяснений увеличенных толщин радиоляритов может быть, прохождение над данными районами наиболее мощного северного течения, приносящего в себе максимальный объем планктоногенного биоматериала на территорию Западной Сибири [2]. В разрезах хорошо видны следы перемыва материала, сортировки, конденсации. Однозначно имел место процесс ранней карбонатизации радиоляритов в седиментогенезе, накапливавшихся выше по склону, что в совокупности с медленной литификацией подстилающих тонких прослоев углеродисто-кремнистых пород приводило в начале литогенеза к сползанию по склону карбонатизированных пород, их брекчированию, заполнению межбрекчиевого пространства илом. С брекчированием и сползанием связаны видимые косослоистые текстуры карбонатизированных радиоляритов в керне, представляющие собой угловатые обломки размерами до первых десятков см.

Интересным является факт сохранения горизонтальной слоистости в период накопления радиоляритов (толщиной 1,2–1,5 м), доломитизированных на стадии катагенеза (по аналогии со всеми доломитизированными радиоляритами других разрезов верхнеюрских отложений), при том, что подстилающие и перекрывающие его вторичные известняки по радиоляритам интенсивно брекчированы. Согласно установленной ранее последовательности вторичных преобразований радиоляритов [1], данный интервал должен был сохранять исходно кремнистый состав до стадии катагенеза.

В завершении основного этапа накопления радиоляриевых илов сформировался мощный пласт обильно обогащенный выветрелыми зернами глауконита, оолитами, костями рыб, указывающими на довольно длительный перерыв терригенного осадконакопления, интенсивные процессы перемыва биогенного осадка, его физико-химического уравнивания.

Интересной представляется задача разработки концепции формирования и картирования областей развития данного нового типа разреза верхнеюрских отложений в пределах Фроловской мегавпадины.

Литература

1. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения и ГИС // Геология нефти и газа. Москва. 2016. № 6. С. 22–34.
2. Shchepetova E. V., Panchenko I. V., Baraboshkin E. Yu, Nemova V. D., Smirnova M. E., Zuykova M. V. Fish-debris tempestites within volgian-ryazanian radiolarian lithofacies of Western Siberia. In XIIth Jurassica, IGCP 632 and ICS Berriasian workshop. Earth Science Institute. Slovak Academy of Sciences. Bratislava. 2016.

И.И. Никулин

ООО «Норникель Технические Сервисы», г. Санкт-Петербург

РОЛЬ РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ РИФТОГЕННЫХ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

В литосфере красноцветные отложения известны с нижнего протерозоя, но массовое их распространение относится к среднему и верхнему протерозою. В более поздние геологические эпохи интенсивная красноцветная седиментация происходила в девоне, перми, триасе, мелу, палеогене и неогене [1]. Главная особенность докембрийских красноцветов давно уже привлекает внимание исследователей, так как указывает на маловероятную роль окислительных процессов в древних бассейнах седиментации на ранних стадиях земной истории. Они известны повсеместно в осадочном чехле почти всех древних платформ: Русской, Сибирской, Эриа, Северо-

Американской, Африканской, Индийской, Австралийской и Китайско-Корейской.

На юге и юга-западе Сибирской платформы мезопротерозойские красноцветные отложения представлены акитканской серией, сосредоточенной в пределах Байкальского и Акитканского хребтов. Неопротерозойские красноцветные отложения сосредоточены почти во всех частях платформы. По сравнению с мезопротерозоем площади красноцветного осадконакопления в юго-восточной части платформы в неопротерозое заметно расширились, что было связано с регенерацией мезопротерозойских грабеноподобных прогибов в асимметричные мульдообразные впадины, которые развивались уже как типичные внутриплатформенные структуры. На юга-западе Сибирской платформы выделяются две существенно неодинаковые группы неопротерозойских красноцветных отложений: 1) разрезы преимущественно терригенно-карбонатных отложений Присаянья, 2) енисейско-ангарские терригенные толщи. В северном обрамлении платформы красноцветы представлены мукунской и игаркинской сериями. Мукунская нижнерифейская серия широко распространена в обрамлении Анабарского поднятия, образуя мощный комплекс на неровной поверхности архейских кристаллических пород. Типичные разрезы этой серии в западной части поднятия включают ильинскую, бурдурскую и лабазтахскую свиты. Западнее в современном плане красноцветы слагают Игарский выступ, представляя собой комплекс отложений от губинской до сухарихинской свит. В этих красноцветных отложениях выделяются свиты, характеризующиеся как молассовая с молассоидами формация [2].

Красноцветные серии отложений, связанные с рифтогенезом слагают комплексы моласс. Помимо литологических особенностей, на вещественном уровне молассы схожи по минеральному составу в тяжёлой фракции, где в повышенных концентрациях присутствуют неустойчивые минералы, в частности эпидот. Эпидот А зоны этих пород, подвергшиеся хотя бы начальному катагенезу, являются меденосными с серебром. Тектоническое положение меденосных красноцветов вполне определено — они относятся к ряду орогенных формаций, накопление которых происходило после эпох складчатости, в прогибах, окаймляющих горные сооружения [3]. Масштабные преобразования моласс приводят к формированию таких гигантов, как Джесказганское, Удоканское и другие месторождения.

Наличие меди в молассах объясняется самими тектоническими условиями их образования (Рисунок). В процессе орогенеза в активных дуговых условиях формируются глубинные гранитоиды. Гранитоиды в ареале своего внедрения создают зоны различной степени метасоматизации вмещающих пород. В части, выходящей на дневную поверхность, создаются зоны аргиллитизации, насыщенные рудными элементами от внедряющихся гранитоидов. По мере воздымая горной системы происходило её разрушение в морских регрессионных условиях в задуговом бассейне седиментации. Так насыщенные медью и серебром аргиллиты переотлагались без их литологического и минерального преобразования.

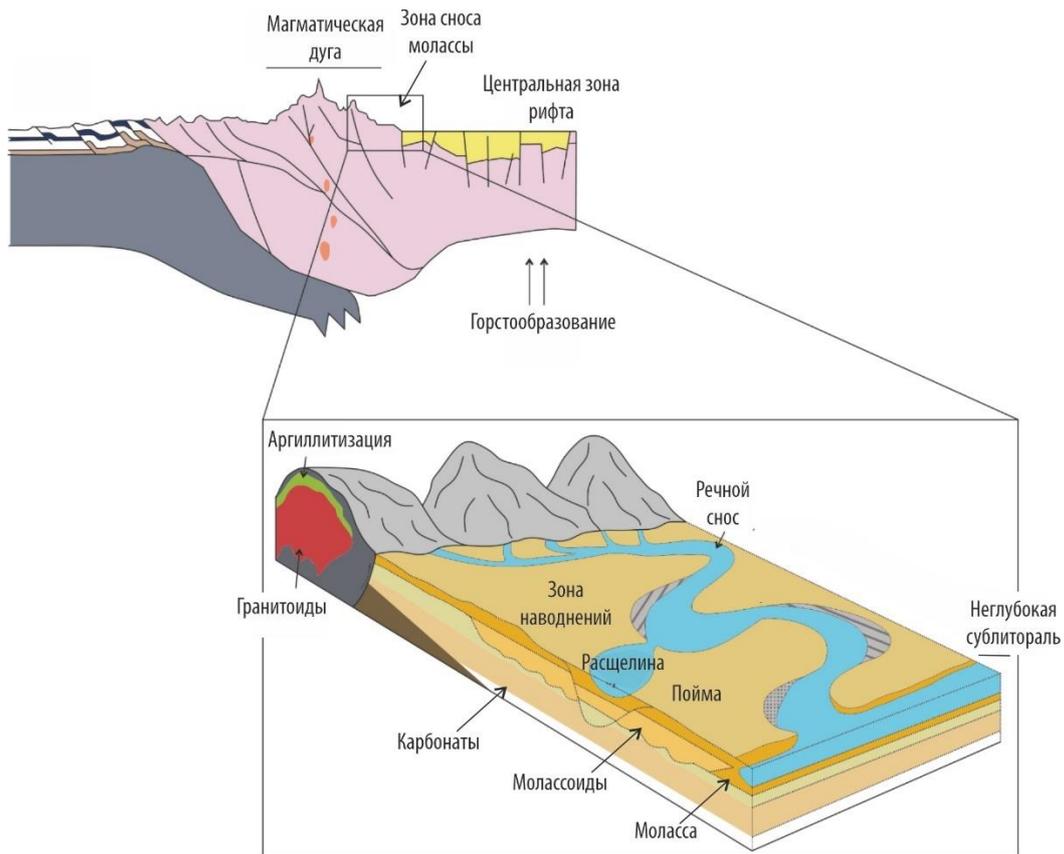


Рисунок. Модельная диаграмма тектонических условий осадконакопления красноцветной формации.

Формирование рудных залежей меди связано преимущественно с постседиментационными процессами. Прежде всего обогащённые аргиллиты подвергались деформации – первый этап перераспределения меди. Затем происходит окончательная (рудная) стадия перераспределения и концентрации меди в условиях от катагенетических до слабометаморфических. Заключительная стадия связана с выносом меди за пределы молассы, которая происходит при воздымании и ее размыве или значительном метаморфизме, когда медь снова становится весьма подвижной за счет транспортирующих агентов.

Литература

1. *Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Труды института геологии и геофизики. Вып. 416. Наука. Новосибирск. 1978. 191 с.
2. *Никулин И.И.* Рифейская красноцветная формация северо-западного обрамления Сибирской платформы // В сборнике: Экзолит - 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Годичное собрание (научные чтения): сборник научных материалов. Москва, 2021. С. 141–143.
3. *Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Труды института геологии и геофизики. Вып. 190. Наука. Новосибирск. 1972. 350 с.

*И.И. Никулин**ООО «Норникель Технические Сервисы», г. Санкт-Петербург*

ЖЕЛЕЗОПРОДУЦИРУЮЩИЕ АРХЕЙСКИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ КОЛОНИИ МЕЛКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ПОРОД КУРСКОЙ СЕРИИ КМА

Проблема появления полосчатых железистых кварцитов по причине масштабов накопления железа в палеобассейнах раннего докембрия и несомненной связи их формирования с определенным этапом геологической истории Земли – преобладающая часть железистых кварцитов отлагалась ранее 2,0 млрд лет назад вызывает большой интерес не только у петрологов и литологов, но и у палеонтологов [1].

Рассмотрены многочисленные геологические формации, интерпретированы с большой долей экстраполяции их условия образования. Но все больше исследователей склоняется к тому, что полосчатые формации докембрия образованы в результате седиментации продуктов жизнедеятельности микроорганизмов.

При этом, кислород в атмосфере Земли появился не ранее 1,8 млрд лет, а вероятнее всего, на рубеже 0,7 млрд лет, поэтому наиболее вероятным источником кислорода являлась вода, захваченная в форме ледяных масс в процессе аккреции Земли, а механизмом ее выделения – термическая диссоциация, в итоге чего произошла глобальная гипогенная оксигенация литосферы с последующим проникновением кислорода в гидро- и атмосферу (на что потребовалось миллиарды лет) – создание благоприятных условий для возникновения жизни на Земле и ее последующей эволюции [2]. Одним из примерных случаев глобальной гипогенной оксигенации земной коры является окисление, сопровождавшее метаморфизм железисто-кремнистых формаций, соответственно, с образованием магнетита за счет сидерита в прогрессивную стадию и гематита за счет магнетита и остаточного сидерита в регрессивную стадию [3].

В соответствии с большим количеством проведенных различными авторами реконструкций первичной природы и механизма образования железных руд представляется общий цикл их формирования и переотложения в последующих эпохах [4]. Микроорганизмы в большинстве своем существуют в природе, главным образом в виде структурированных сообществ.

Микрофоссилии в архейских железистых кварцитах обнаружены как в железистых, так и в кремнистых прослоях в формах, близких к коккоидным (кокки, овальные, гантелевидные и другие формы), которые незначительно эволюционировали в протерозое [1]. В одном из интереснейших литолого-фациальных исследований бакальского времени нижнего рифея в районе крупнейших в мире Бакальских сидеритовых месторождений выяснено, что накопление терригенно-карбонатной толщи бакальской свиты проходило в прибрежно- и удаленно-морских, реже лагунных

мелководных условиях [5].

Фациальная природа рудовмещающих карбонатных горизонтов бакальской свиты определялась активным динамическим режимом кислородсодержащей водной среды, что исключало осадочное сидеритообразование [5].

Много кислорода в водной массе за счет ледников, а сами водоемы были неглубокими, предопределяя условия накопления карбонатов. Вместе с подстилающими хемогенно-кластогенными породами органогенные карбонатные отложения соответствуют осадкам трансгрессивного полуцикла конечных водоемов стока, накапливавшихся в стадию растяжения коровых участков и взаимосвязанного с ним прогибания вовлеченной в этот процесс территории.

Формировавшиеся бассейны седиментации имели существенно линейную форму с размерами во многие сотни – первые тысячи километров. На ранних стадиях прогибания формировались главным образом кластогенные осадки – галечники, пески, глины и в меньшей степени – карбонаты, а по мере разрастания бассейнов седиментации и достижения ими максимального прогибания возникал период неустойчивого подвижного равновесия, благоприятного для аккумуляции хемогенных отложений – переотложения продуктов жизнедеятельности организмов на более глубокие фации осадконакопления.

Эпейрогенические движения с ограниченной амплитудой вертикальных движений заставляли осадки перемещаться вдоль линии фациального профиля на ширину одной, реже двух и более фаций, что, в конечном счете, приводило к последовательному наслоению осадков преимущественно смежных фаций.

В этих водоемах стока в положении смежных фаций находились, в частности, железистые карбонаты (не сидериты) и коллоидный кремнезем, венчающие фациальный профиль в указанном порядке, а в более молодых, фанерозойских, бассейнах седиментации им на смену пришли (магнезиально-) известковые карбонаты, кремнистые известняки и им сопутствующие хемогенные кремни.

Так интенсивная аккумуляция карбонатного материала осуществлялась огромными бактериальными колониями, которые затем переоткладывались на большие глубины при смене геодинамического режима бассейна седиментации. Смена геодинамических режимов сопровождалась проявлением вулканизма и сбросом соединений серы в эти бассейны седиментации.

Таким образом, слоистое сложение пород железисто-кремнистых формаций – результат трансгрессивно-регрессивной миграции существенно двух смежных хемогенных фаций – сидериплезитовой и силицитовой, генерируемой высокопорядковыми эпейрогеническими движениями в условиях их квазистационарного режима, сопровождаемые эпизодическими инъекциями вулканогенного серосодержащего материала на обширных территориях. А слоистое сложение железисто-кремнистых формаций от архея до раннего докембрия – результат

метаморфизма хемогенных железисто-карбонатно-кремнистых флишоидных бассейновых осадков с прослоями продуктов вулканической деятельности.

Литература

1. *Астафьева М.М.* Железистые кварциты (джеспилиты) / В кн. Бактериальная палеонтология. РАН: Палеон. ин. им. А.А. Борисяка; Ин. микробио. им. С.Н. Виноградского, ФИЦ Биотехнологии; Ин. физ.-хим. и био. проблем почвов.; Мос. гос. ун. им. М.В. Ломоносова; Ин. вулк. и сейсм. ДВО. Под ред. *А.Ю. Розанова*. М.: РАН. 2021. С. 87–100.
2. *Бергман И.А.* Железисто-кремнистые формации раннего докембрия и проблема кислорода / Разведка и охрана недр. 2015. № 1. С. 14–19.
3. *Бергман И.А.* Железисто-кремнистый рудогенез раннего докембрия. Минеральное сырье, № 28, М.: ВИМС. 2013. 343 с.
4. *Никулин И.И.* Историко-генетический анализ формирования залежей богатых железных руд как продуктов остаточных кор выветривания пород железисто-кремнисто-сланцевой формации (на примере Курской магнитной аномалии) / В сборнике: Экзолит - 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика. Годичное собрание (научные чтения), посвященное памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора Олега Васильевича Япаскурта. Сборник научных материалов. Под редакцией *Ю. В. Ростовцевой*. 2018. С. 76–78.
5. *Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Труды института математики и механики УрО РАН. 1999. 258 с.

В.В. Петриченко

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕГО МАЙКОПА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

По Центральному Предкавказью в разрезе верхнемайкопской подсерии выделяется группа пластов-коллекторов, литологически и седиментационно представленных переслаиванием песчано-алевролитовых и глинистых разностей. С большинством из них связаны залежи газа. Верхнемайкопские коллекторы распространены на большей части Ставропольского свода и северного борта Восточно-Ставропольской впадины. На остальной территории последние коллекторы вскрыты лишь в отдельных скважинах (на юго-востоке), и, по-видимому, характеризуются линзовидным залеганием. Всего выделяется до десяти пластов-коллекторов. Они разделяются на две группы: расположенные вблизи кровли майкопских отложений (5–50 м) пласты А, Б, В (по номенклатуре В.Н. Макарова, 1960) и пласты I–VII (по номенклатуре Е.М. Борисенко, 1962) [1, 2], на большей части территории отделенные от подошвы чокракских отложений 50–200 метровой толщиной буровато-зеленовато-серых глин. Общая толщина пластов-коллекторов варьирует от 65 до 27 м, эффективная – от 5 до 46 м. Пласты А–В имеют ограниченное распространение. Они вскрыты значительном

числом скважин лишь на северо-западе изучаемой территории. В обобщенном виде здесь можно выделить три участка их распространения: Безопасненско-Труновский, Кугультинский и Южно-Кугультинский. Пласты А, Б и В присутствуют в разрезе верхнемайкопских отложений также и на Журавско-Воробьевском участке. В целом, ареалы пластов уменьшаются от А к В. На Журавско-Воробьевском участке пласты А-В маломощные, характеризуются как низкопористые, возможно, газонасыщенные. Наиболее уверенно пласты прослеживаются в скважинах Журавской площади. В скв. 31р эти пласты испытывались: в пласте А получен газ 86,4 м³/сут, пласт Б при испытании оказался “сухой”. На Константиновской площади в скв. 1, 3 и в скв. 22 Южно-Кугультинской в кровельной части верхнемайкопских отложений хорошо коррелируется пласт А по повышенным амплитудам кривых сопротивлений и отрицательным значениям ПС. В скв. 3 Константиновской в открытом стволе проводилось испытание 50-метрового интервала, куда вошел пласт А -водонасыщенный. На Труновской площади пласты А и Б вскрыты всеми скважинами в большем или меньшем объеме. Пласты характеризуются повышенной песчанистостью. Их толщина варьирует от 2 м в скв. 1 до 7 м в скв. 4. Сопротивление пластов составляет 3,0–4,0 ом, ПС 10–15 мв. На Безопасненской площади коллекторские свойства этих пластов существенно улучшаются. Аномалии ПС здесь изменяются от 15 до 50 мв, а сопротивление пластов доходит до 12 ом. На Кугультинской площади группа пластов А-В достаточно уверенно прослеживается во многих скважинах. Пласты характеризуются повышенными значениями КС и ПС. Толщины пластов – выдержанные. По заключениям ГИС в скв. 1 Кугультинская, интервалы, соответствующие пластам А и Б, оцениваются как пористые, газонасыщенные, а в скв.3 – как пористые, водонасыщенные. На Дивненской площади пласты присутствуют в разрезах небольшого числа скважинах. В скв. 8, 26, 27, 28 вскрыты пласты А и Б, имеющие толщины 5–7 м и 2–4 м, соответственно. Зона отсутствия пластов А и Б на этих площадях в существенной степени контролируется положением известного эрозионного вреза, в поверхность майкопских отложений.

Группа пластов I-VII характеризуется большими мощностью и площадью распространения, чем пласты А-В. Их сплошной ареал в пределах изучаемой территории простирается от Спицевской и Журавской площадей на юге, через Благодарненскую, Садовую, Мирненскую, Кучерлинскую площади, до Арзгирской и Дивненской площадей на севере. Кроме того, линзовидное залегание этих пластов отмечается на Южно-Благодарненской, Прасковейской, Чкаловской площадях. В наиболее полном объеме данная группа пластов представлена на Благодарненской, Садовой, Мирненской, Арзгирской, Дивненской и других площадях. На Журавской площади присутствуют обе группы пластов (А-В и I-V). В скв. 2 Сухо-Буйволинской промышленные притоки газа получены из II и III пластов. Следует отметить, что при этом геофизические характеристики I пласта на Жоховской площади улучшаются, и в скв. 8 и 17 Жоховских был получен промышленный приток газа. Кроме того, результаты промыслово-

геофизических исследований в скв. 7, 9, 10, 11 Жоховских также свидетельствуют о продуктивности пласта [1]. Наряду с Жоховской площадью, залежи газа в I пласте открыты на Мирненском и Кучерлинском месторождениях. Таким образом, проведенные исследования позволили в существенной степени уточнить ареалы пластов-коллекторов в верхнемайкопских отложениях восточной части Ставропольского свода. На основе обработки электрокаротажных диаграмм и анализа результатов лабораторных исследований керна определены зоны распространения пластов с улучшенными коллекторскими свойствами. В целом, именно с этими зонами связаны основные перспективы газоносности верхнемайкопских отложений. Перспективы открытия газовых залежей здесь контролируются двумя факторами: наличием как структурных, так и неструктурных (литологически ограниченных) ловушек, а также наличием условий сохранности залежей. Последнее относится, преимущественно, к району Спицевских скважин, который, с одной стороны, характеризуется присутствием пластов с хорошими коллекторскими свойствами, с другой - расположением в непосредственной близости от Янкульской котловины, где отложения выходят на дневную поверхность.

Литература

1. *Евик В.Н.* Рекомендация на поиски залежей газа в верхнемайкопских отложениях Маячной площади / СевКавНИИгаз, Ставрополь. 1986. 27 с.
2. *Макаров В.Н.* Геологический отчет о структурно-поисковом бурении на Журавской площади в 1959–60 гг. / Отчет Пятигорского управления буровых работ, Пятигорск. 1960. 115 с.

Т.Н. Пинчук

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

МЭОТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА И ТИМАШЕВСКОЙ СТУПЕНИ

Изучение мэотических обнажений проводилось многочисленными исследователями, начиная с Н. И. Андрусова, затем Л. Ш. Давиташвили, Б. П. Жижченко, В. П. Колесниковым, А. Г. Эберзиным, А. К. Богдановичем, В. Н. Буряком, С. В. Поповым и другими. Мэотические отложения Западного Предкавказья характеризуются разными фациями. По типам разрезов подразделяются на несколько районов: Таманский, Анапский, центральная часть ЗКП, северный и южный борта ЗКП, Адыгейский выступ, ТС и Ейский район.

В работе рассмотрены материалы бурения Западно-Кубанского прогиба (ЗКП) и Тимашевской ступени (ТС). Разрезы мэотических отложений в зависимости от тектонического положения имеют различное строение и обладают хорошими коллекторскими свойствами.

По южному борту ЗКП, породы мэотического яруса, сложенные органогенными известняками, залегающими трансгрессивно на древних отложениях (от сармата до эоцена). Толщина не превышает 50 м. В подошве отмечены прослой конгломератов и брекчий. К северу от южного борта известняки замещаются глинами, и толщина возрастает до 100–170 м. На Кудако-Киевской площади мэотис слагают глины серые, алевроитово-слиудистые, известковистые, с прослоями черных, неизвестковистых глин, гнездами и тонкими пропластками алевроитов и песков. Толщины песчаников к северу увеличиваются от 10 до 60 м. Наиболее четко выражены пески в подошве и кровле мэотиса, сопоставимые с IV и VIII горизонтами (по промысловой номенклатуре Анастасиевско-Троицкого месторождения). Песчаники IV горизонта прослеживаются почти по всей территории ЗКП, по толщине они резко сокращаются в северной части, местами выклиниваются. IV горизонт сложен мощной пачкой песков и песчаников с прослоями глин и алевролитов, максимальной толщиной более 100 м. Общая пористость колеблется от 8 до 43 %, эффективная составляет 20–25 %. Проницаемость коллектора в газовой части меняется от 57 до $580 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, в нефтяной достигает $1 \times 10^{-12} \text{ м}^2$ и более. От ст. Смоленской до г. Хадыженска, нижняя часть мэотиса представлена песчанистыми глинами, в которых встречаются глыбы ноздреватых мшанковых известняков, с фауной моллюсков. В верхней части разреза чередуются глины, пески, песчаники и известняки-ракушечники с конгериями. Здесь толщина возрастает до 200–250 м. По р. Пшехе отложения мэотиса представлены ржаво-желтыми песками и прослоями глин с линзами мелкого гравия с пресноводными моллюсками, относящихся к континентальным фациям.

В центральной части ЗКП, наиболее погруженной части прогиба разрез мэотиса представлен песчано-глинистыми отложениями, толщиной до 600 м. Здесь он сложен песчаниками IV, V, VI, VII, VIII горизонтов. Толщины пачек колеблются от нескольких метров до 120 м, а эффективная суммарная толщина всех песчаных горизонтов яруса достигает 250 м. В основании мэотиса залегает пачка рыхлых светло-серых кварцевых алевролитов и уплотненных мелкозернистых песков с пропластками глин верхнего сармата. Перекрываются отложения мэотиса реперной пачкой нижнего понта, хорошо прослеженной на стандартном каротаже. Центральный район освещен керном на площадях Мечетская (скв. 1, 2), Петровская (скв. 4), Приморско-Петровская (скв. К-76). Здесь IV горизонт представлен песчаниками мелкозернистыми, светло-серыми, рыхлыми, слабо известковистыми, имеющими пористость 28,4–31,9 %, проницаемость $139–159 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

По северному борту ЗКП мэотис представлен толщей чередования глин серых, неизвестковистых и слабоизвестковистых, с песчаниками серыми мелко- и среднезернистыми, известковистыми с фауной фораминифер и моллюсков. Толщина отложений мэотиса в западной части ЗКП достигает 380 м (Прибрежная пл.) и сокращается на север до 100 м (Ачуевская пл.), на востоке до 180 м (Беляевская пл.).

Наиболее мощные песчаники мэотиса выделены в разрезе Краснооктябрьской площади, где толщины достигают 400 м, из которых пески составляют около 300 м.

В северном районе ЗКП IV горизонт представлен керном на площадях Пригибская (скв.6) и Ачуевская (скв.2, 6), здесь вскрыт песчаник светло-серый, мелкозернистый, слабо сцементированный, слабо известковистый и пористость 36,1–37,5 % с проницаемостью от 454 до $1779 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ и алевролиты серые глинисто-песчаные слабосцементированные, имеющие пористость 37,1 %, проницаемость $470 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В северной части площади чередуются прослой песчаников, алевролитов и глин, которые обладают разной пористостью и проницаемостью. На Пригибской площади (скв.6) увеличение значений проницаемости возрастает снизу вверх. В песчаниках IV горизонта пористость изменяет от 27,5 до 36,1 %, проницаемость от 454 до $1779 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, а у алевролитов местами пористость достигает 37 %, проницаемость $470 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. На северном окончании северного борта ЗКП толщины яруса сокращены, а песчаные горизонты выклиниваются вверх по восстанию к Тимашевской ступени. Почти полное отсутствие песков в неширокой прибортовой полосе установлено по Ново-Николаевским скважинам. В восточной части северного борта ЗКП (Новотитаровская площадь), мэотические осадки представлены глинисто-известковистыми породами, с прослоями алевролитов. Здесь толщины колеблются от 200 до 300 м, сокращаясь на восток.

На Тимашевской ступени мэотис представлен глинами серыми неизвестковистыми, песчанистыми, местами песчано-алевритистые глины переходят в мелкозернистые пески. Толщины продуктивного горизонта мэотиса, аналога IV горизонта, изменяются от 10 до 100 м, наименьшие толщины песчаников приурочены к южной части ТС. Пористость от 15,9–19,6 %. Проницаемость песчаников достигает $1873 \times 10^{-15} \text{ м}^2$.

По классификации Ханина песчаники мэотиса относятся к I классу коллекторов, и регионально газонасыщены, что дает перспективы для поисков новых месторождений. Повышенное содержание пластов песчаников указывает на активный снос в регрессивный этап осадконакопления.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 22-17-00047.

В.И. Попков, И.В. Попков

Кубанский государственный университет, г. Краснодар

ЛИТОГЕНЕЗ, КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ДОПЛИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Схема гидрогеологического строения осадочных бассейнов Скифско-Туранской платформы может быть представлена в следующем виде [1, 2]. Зоне активного

водообмена соответствует верхний гидрогеологический этаж (платформенный чехол) преимущественного развития метеогенных вод. Темп нарастания минерализации пластовых вод определяется глубиной залегания водоносных комплексов.

Нижний гидрогеологический этаж (доплитный вулканогенно-осадочный комплекс, фундамент) охватывает зоны затрудненного водообмена. Переход к нижнему ярусу сопровождается проявлением в разрезе инверсионной гидрохимической зональности. Гидрогеологические условия глубоководных комплексов характеризуются рядом особенностей, которые не могли не сказаться на его гидродинамических условиях, основными из которых являются термобарические и литофациальные. В условиях рассматриваемых глубин первые характеризуются высокими температурами, обеспечивающими существование подземных вод в перегретом состоянии и широким распространением сверхгидростатических пластовых давлений (СГПД). Для вторых характерна повышенная трещиноватость пород флюидоупорных комплексов на фоне высокой степени литификации пород-коллекторов.

Последнее обстоятельство определяет низкие емкостно-фильтрационные параметры пород, их малую проницаемость в латеральном направлении, и, соответственно, скорость, масштабы и дальность латеральной миграции пластовых флюидов. Степень литификации пород, как правило, увеличивается прогрессивно, с нарастанием глубины, но с различной интенсивностью, которая зависит от литологических и минералогических особенностей состава пород, термобарических условий, тектонических напряжений земной коры и т. д., главными из которых являются состав пород и температура.

В этих условиях горизонты и комплексы пород-коллекторов отличаются значительной неоднородностью по проницаемым свойствам по латерали, что проявляется уже на ранних стадиях седиментогенеза и диагенеза и значительно усиливается при катагенетических преобразованиях. На рассматриваемых глубинах, принадлежащих, как правило, к зоне позднего катагенеза, как в плане, так и в разрезе формируются флюидоупорные или полуфлюидоупорные участки, сильно затрудняющие латеральную проводимость пластов, в связи с чем зоны коллекторов приобретают "островной" (пятнистый) характер, а в гидродинамическом отношении образуются латерально-изолированные или весьма трудно сообщающиеся системы. Даже в пределах отдельных структур для одного и того же пласта отмечены кратные вариации пористости на небольших расстояниях.

В жестких термобарических условиях коллекторские свойства пород в большинстве своем являются эпигенетическими. Вторичные процессы оказывают значительные влияния на характер распространения пород-коллекторов как в плане, так и в разрезе. При этом в одних случаях они усиливают формирование вторичной пористости, в других – способствуют залечиванию пор и трещин. В результате соотношение проницаемых и флюидоупорных толщ в разрезе компрессионного этажа

носит очень сложный характер, а изолированность этих зон находит подтверждение в процессе разработки залежей, когда падение пластовых давлений в соседних скважинах не адекватны суммарным отборам.

Высокие пластовые температуры, характерные для рассматриваемых глубин, оказывают также значительное влияние на формирование гидродинамических условий компрессионного этажа. В частности, термдегидратация глинистых минералов, растворение и сравнительно быстрое насыщение вод трудно растворимыми в обычных условиях кремнистыми и карбонатными соединениями из водосодержащих отложений приводит к тому, что при восходящей миграции и смене термобарических обстановок они выпадают из растворов в осадок, залечивая пути разгрузки. В результате мозаичность в распространении зон развития коллекторов усиливается еще больше.

Характерной особенностью компрессионного этажа является широкое распространение сверхгидростатических, вплоть до аномально-высоких, пластовых давлений, что препятствует литификации коллекторов и уплотнению покрышек в смежных флюидоупорах. Последнее связано с наличием высокого противодействия флюидов на стенки пор. В этих условиях литификация идет пульсационно, в момент прорыва флюидов (сравливания давления) в верхние стратиграфические горизонты [2].

СГПД способствуют активизации течения физико-химических процессов и реакций по принципу Ла-Шателье, протекающих с уменьшением объема на фоне увеличения плотности. Как правило, восходящий поток флюидов воздействует на горные породы, а агрессивные компоненты его, в частности углекислота, активно вступают в реакцию с карбонатными образованиями, участвуя в формировании вторичной емкости. Мигрирующие вместе с этим потоком УВ-флюиды заполняют образовавшуюся вторичную емкость. Вместе с этим протекают и процессы самозалечивания путей миграции выпадающими минералами – кальцитом, доломитом, ангидритом в окружающем зону СГПД пространстве. Следствием такого избирательного формирования зон развития вторичной пористости на фоне самозалечивания путей миграции является образование латерально изолированных флюидодинамических систем и возникновение высоких гидравлических градиентов между ними и окружающим их пространством.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края (проект 19-45-230005 p_a).

Литература

1. Ларичев В.В., Попков В.И. Гидроминеральные ресурсы месторождений углеводородов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 12. С. 20–26.
2. Попков В.И., Ларичев В.В. Флюидодинамические особенности глубокопогруженных нефтегазоносных комплексов // Геология, география и глобальная энергия. 2017. № 2 (65). С. 8–21.

И.В. Попков, В.И. Попков, И.Е. Дементьева
Кубанский государственный университет, г. Краснодар

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Разрез триаса Западного Предкавказья сложен терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями. Породы дислоцированы, претерпели значительные постседиментационные изменения, приведшими к значительной утрате ими первичных емкостно-фильтрационных свойств. В этих условиях первоочередной интерес представляют карбонатные отложения, легко поддающиеся под воздействием агрессивных флюидов выщелачиванию и кавернообразованию. Кроме того, изучение палеогеографической обстановки из накопления указывает на возможность обнаружения рифогенных построек [2, 5].

В частности, представляют несомненный практический интерес известняки и доломиты великовечненской свиты верхнего триаса. В некоторых скважинах была получена пластовая вода дебитом 200–450 м³/сут. (скв. 901, 990, 995 Краснодагестанские). В скважинах 11, 14, 15 на Великой площади из верхнего триаса были получены притоки пластовой воды с предельным газонасыщением, а в скважине 9 – притоки газа и воды (48 и 850 м³/сут, соответственно). На Граничной площади скважины вскрыли органогенно-обломочные известняки с высокой пористостью и содержащих промышленные запасы газа. При проводке некоторых скважин происходило интенсивное поглощение глинистого раствора, из-за чего нередко прекращалось бурение. В других скважинах в процессе бурения отмечался провал бурового инструмента. Эти факты могут свидетельствовать о высокой кавернозности известняков. Имеющиеся данные свидетельствуют о локальных высоких ёмкостных свойствах карбонатных пород. В то же время по немногочисленным данным лабораторных исследований пористость доломитизированных известняков составляет 2,7–4,4 %, проницаемость (по трещинам) – до 0,00017 мкм², массивных трещиноватых известняков и мергелей – 9 % и 0,017 мкм² соответственно [5]. Горизонты и комплексы эпигенетичных пород-коллекторов отличаются значительной неоднородностью по проницаемым свойствам в латеральном направлении, приобретая "островной" (пятнистый) характер, а в гидродинамическом отношении образуются латерально-изолированные или весьма трудно сообщающиеся системы [4]. В таких условиях внутрипластовая миграция флюидов находится в прямой зависимости от степени новейшей тектонической трещиноватости горных пород. Учитывая «очаговый» характер распространения участков повышенной трещиноватости, а также анизотропию проницаемости трещиноватых пород (проницаемость по вертикали существенно выше,

чем по латерали) [4], формирование залежей углеводородов в этих условиях путем дальней латеральной миграции следует считать маловероятной. Отмечается, что нефть и газ заполняют трещины наиболее поздней генерации, а более ранние выполнены обычно вторичными минералами [4]. Это свидетельствует о поступлении углеводородов в породы тогда, когда они уже имели низкую проницаемость. В пользу этого говорит и факт водонасыщенности пор матрицы. Следовательно, залежи нефти и газа в низкопроницаемых породах триаса могли сформироваться лишь путем вертикальной миграции по трещинам и разрывам. Вертикальная миграция флюидов способствует развитию дополнительных пустот за счет процессов выщелачивания и растворения. Повышенная трещинная и каверновая емкость в таких зонах создает то полезное пространство, которое при благоприятных условиях может служитьместищем крупных скоплений углеводородов. Залежи нефти и газа во вторичных коллекторах триаса, контролируемые зонами новейшей тектонической трещиноватости, могут занимать любое положение относительно локальных поднятий. Тем самым теряется поисковое значение последних как ловушек углеводородов, равно как и ведущая роль структурного (наличие антиклинали) фактора в геометрии залежей. Разведка таких залежей требует новых методических разработок [4]. Поисково-разведочные работы в этих зонах должны ориентироваться не только и не столько на антиклинальные структурные формы, сколько на зоны повышенной тектонической трещиноватости. Большой практический интерес могут представлять биогермные постройки. Их наличие установлено на Северном Кавказе в отложениях ходзинской свиты, сложенной известняками мощностью до 400 м. В нижней ее части выявлены рифовые известняки, образованные кораллами и брахиоподами [6].

На ряде площадей в норийских карбонатных образованиях выделяются фронтальные отложения барьерных рифов – терригенные и обломочные известковые породы, накапливающиеся в верхней части континентального склона у основания рифогенных построек [5]. Проницаемые разности представлены коллекторами трещинно-кавернозного типа. Предполагаемый ареал распространения рифогенных известняков верхнего триаса, в пределах которого прогнозируются седиментационно-стратиграфические ловушки углеводородов с литологическим ограничением биогенных выступов, прослеживается в виде узкой полосы (3–5 км) с юго-востока на северо-запад на расстоянии более 150 км вдоль западных периклиналей Адыгейского выступа и Березанского вала, южного склона Каневского вала, а также части Тимашевской ступени.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 p_a

Литература

1. *Аладатов Г.М.* Новые данные о газоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье // Геология нефти и газа. 1966. № 5. С. 18–23.

2. Бахтин М.И. Рекомендации по изучению триасовых отложений в южной части Березанского вала и Адыгейского выступа. Ставрополь: СевКавНИПИГаз, 1996. 23 с.
3. Крылов Н.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С., Запывалов Н.П., Копылов Н.Т. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений молодых платформ. М.: Наука. 1981. 168 с.
4. Паламарь В.П., Попков В.И., Праздников А.В., Рабинович А.А. Прогнозирование нефтегазоносности и совершенствование методики поисков и разведки скоплений углеводородов в низкопроницаемых породах // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 107–110.
5. Попков В.И., Чацкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т.15. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2020/13_2020.html
6. Чацкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Триас Северного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2 (77). С. 11–21.

О.В. Постникова¹, Е.А. Жегалло², Н.К. Кулагина¹

¹РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва

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

РОЛЬ ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНЫХ БИОЦЕНОЗОВ В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ И ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Участие цианобактериальных биоценозов в формировании различных минералов изучается и доказано довольно давно. Но в ряде случаев их роль в образовании осадочных толщ не очевидна.

Так, например, вендские отложения в пределах Байкитской антеклизы, представлены терригенными и карбонатными породами, а также смешанными разностями, так называемыми оскобитами. Именно в них решающую роль в образовании доломитовой составляющей сыграли цианобактериальные биоценозы, которые активно развивались в достаточно специфических бассейнах. Оскобиты представляют собой смешанные алевро-карбонатно-глинистые образования, в которых значительную долю составляют крупные до 3 мм идиоморфные кристаллы доломитов в алевро-глинистом матриксе, который часто образует текстуры облекания. В таких кристаллах доломита отчетливо выражена центральная часть, которая выглядит как ядро кристаллизации, на самом деле, представляющее собой реликты бактериальных образований.

Эти образования являются преобразованными реликтами граммотрицательных сульфатредуцирующих экстремально алкалофильных бактерий, способных диссимиляторным путем восстанавливать сульфаты с образованием H_2S . В периплазматическом пространстве сульфатредуцирующих бактерий происходило накопление ионов Са и Mg, которые в ходе их жизнедеятельности вступая в химическую реакцию с CO_2 , способствовали образованию доломита.

Развитие цианобактериальных биоценозов в ранневендское время происходило в частично изолированных бассейнах аридной климатической зоны, что способствовало широкому развитию сульфатных и сульфатно-доломитовых пород.

Широкое развитие кремнистых бактериальных образований было выявлено в поздне меловых отложениях нижнеберезовской подсветы в пределах Надым-Пур-Тазовского района. Здесь широко распространены кремнистые породы, представленные силицитами кварц-кristобалитовыми и кварцевыми, глинистыми. В формировании минеральных комплексов этих пород участвовал совсем другой вид бактерий. В этих породах широко представлены коккоидные бактериальные формы, сложенные игольчатыми кристаллами кристобалита. Кроме того, наблюдаются трихомы бактерий, имеющих вытянутую форму, так же сложенные преимущественно кристобалитом. Помимо кристобалита существенную часть этих пород составляют кварц и глинистые минералы, представленные главным образом монтмориллонитом. Одна из гипотез образования монтмориллонита в этих отложениях заключается в том, что бактериальные биоценозы активно преобразовывали пепловый материал, поступавший в бассейн, в слоистые силикаты. На справедливость этой гипотезы указывают многочисленные находки биопленок, находящихся в глинистой массе этих пород и состоящих из более чем 70% углерода.

Значительную роль бактериальные организмы играли в минералообразовании, приуроченным к зонам активной биотурбации. Широкое развитие здесь сульфатредуцирующих бактерий привело к образованию многочисленных фромбоидов пирита.

Таким образом, деятельность бактериальных биоценозов является значимым фактором минералообразования, как в карбонатных, так и в глинисто-кремнистых отложениях различного стратиграфического диапазона.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений // М.: Недра. 1992. 240 с.
2. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Бакина В.В., Постникова О.В. и др. // Карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность//М.: Научный Мир. 2000. 104 с.

О.В. Постникова, В.А. Лошкарева

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

ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНЫЕ ПАЛЕОЦЕНОЗЫ ЩЕЛОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВЕНДА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

На Сибирской платформе, в период трансформации вендских терригенных бассейнов в карбонатные, на наиболее приподнятой части Непско-Ботуобинской

антеклизы установились весьма специфические условия осадконакопления. Эти условия характеризуются высокими значениями щелочности среды осадконакопления. Отложения, сформировавшиеся на данной территории в ранневендское время, представлены комплексом доломитовых, магнезитовых и сульфатно-карбонатных пород, которые представляют ербогаченский горизонт. Существенная роль в образовании этих пород принадлежит различным формам цианобактериальных палеоценозов.

Отложения ербогаченского горизонта характеризуются высокой степенью литологической неоднородности, обусловленной резким изменением минерального состава пород и структуры их пустотного пространства.

В целом, в разрезе ербогаченского горизонта выделяются следующие литотипы: доломиты строматолитовые; ангидрито-магнезиты строматолитовые; доломиты и магнезиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой; доломиты комковато-сгустковые, доломиты микро-тонкокристаллические глинистые; доломиты интракластовые; ангидрито-доломиты [1, 2]. Между выделенными литотипами существуют переходные различия. Породы различных цветов и оттенков: от светло-серых до темно-коричневых. Текстуры пород биогермные, массивные, слоистые, пятнистые, однородные.

В отложениях ербогаченского горизонта цианобактериальные образования представлены преимущественно столбчатыми и слоистыми формами строматолитов, слоистыми бактериальными матами, и, в меньшей степени, сообществами кальцибионтов и рассеянной бактериальной компонентой.

Формирование пород ербогаченского горизонта происходило в условиях резкой аридизации климата в мелководном бассейне с достаточно активным привносом обломочного материала, о чем свидетельствует наличие прослоев, обогащенных зернами кварца песчаной и алевритовой размерности. Чередование в разрезе комковато-сгустковых пород с биогермными строматолитовыми свидетельствует о дифференциации условий осадконакопления и их смене от достаточно гидродинамически активных к относительно спокойным.

Характерной особенностью пород ербогаченского горизонта является отсутствие известковой составляющей. Данный факт можно объяснить следующим механизмом: доломитовая система $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ определяется соотношением Mg/Ca , pH среды и P_{CO_2} . В условиях мелководного водоема аридной зоны осаждение кальцита затрудняется уходом значительного количества Ca^{2+} в состав гипса (затем перешедшего в ангидрит); раствор оказывается ненасыщенным по CaCO_3 , отношение Mg/Ca возрастает, осаждается доломит [3]. Степень гидратации иона Mg^{2+} понижалась как за счет увеличения температуры воды, так и за счет повышения солености, значения pH колебались в пределах 7,5–9,0 единиц.

По результатам РСА и исследований на РЭМ, в восточной части исследуемой территории цианобактериальные палеоценозы ербогаченского горизонта имеют магнезитовый состав с обилием сульфатной компоненты. Существенную роль магнезитовой составляющей можно объяснить тем, что формирование цианобактериальных палеоценозов в этой части бассейна происходило в иных геохимических условиях. Разрезы этой части ербогаченского горизонта отличаются большей сульфатностью, содержание ангидрита может достигать 80–90 %. Мобилизация Ca^{2+} в сульфаты выражена еще более резко, а отношение Mg/Ca возросло. В связи с этим, цианобактерии концентрировали магний в своих каркасных образованиях и повышали рН среды, активно усваивая CO_2 , что вело к разрушению угольной кислоты (H_2CO_3) и еще большему повышению рН [4]. Значения рН достигали 9,5–11,0.

Таким образом, в ербогаченское время в разных частях свода НБА существовали изолированные мелководные щелочные водоемы с сульфатно-магнезитовым и сульфатно-доломитовым осаждением соответственно.

Литература

1. Кузнецов В.Г. Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений // М.: Недра, 1992. 240 с.
2. Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Бакина В.В., Постникова О.В. и др. // Карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность//М.: Научный Мир. 2000. 104 с.
3. Михайлов А.С. Процессы образования доломита в современных и фанерозойских бассейнах // Фации и геохимия карбонатных отложений: Тез. докл. Л.: Таллин, 1973, С. 104–106.
4. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 251 с.

Е.В. Рахимова^{1,3}, Г.В. Агафонова^{2,1}, И.С. Гутман³

¹ МГРИ им. С. Орджоникидзе, г. Москва

² НАЦ ФГБУ «ВНИГНИ», МГРИ им. С. Орджоникидзе, г. Москва

³ ООО «ИПНЭ», г. Москва

ОТЛОЖЕНИЯ ВЕНЕВСКОГО ГОРИЗОНТА ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА ЮГО-ВОСТОКА САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

Исследуемая территория располагается в пределах юго-востока Самарской области, в зоне сочленения Жигулевско-Пугачевского свода и юго-западного борта Бузулукской впадины. В настоящее время в пределах Самарской области открыто 19 месторождений нефти в веневском горизонте окского надгоризонта визейского яруса (Грековское, Бариновско-Лебяжинское, Покровское и др.), большая часть запасов углеводородов полностью или частично контролируется зоной развития ангидритового плато [1, 2].

Отложения веневского горизонта представлены сульфатно-карбонатной толщей мощностью от 45 до 140 м, залегают на глубинах от 1370 м до 2240 м (отметка кровли).

Погружение залегания наблюдается на юг, в сторону северного борта Прикаспийской синеклизы. Сложность изучения этих отложений заключается в их низкой охарактеризованности керном, а также ограниченным комплексом ГИС. Горизонт имеет двухчленное строение: в нижней части наблюдается переслаивание известняков и доломитов, в верхней – доломитов и ангидритов с прослоями глин. Известняки серые и коричневато-серые, доломитистые, остракодо-фораминиферовые, глинистые, пелитоморфные и сгустковые, неяснослоистые, отчасти перекристаллизованные, пиритизированные с редкими пустотками выщелачивания и трещинками, выполненными кальцитом, ангидритом и халцедоном (Ореховская 1 [3]); в скважине Бузулук 1 – с включениями ангидрита и флюорита, прослоями палыгорскитовой глины и примазками твердого битума. Ангидриты голубовато-серые, кристаллические, массивные с гранобластовой структурой, петельчато-слоистые по слоистости с примазками серой карбонатной глины. В массе ангидрита нередко присутствуют мелкие гнезда доломита пелитоморфного, реже известняка доломитистого, обычно пронизанных ангидритом, целестином и гипсом. Местами по слоистости располагаются гнезда густой коричневой нефти. Доломиты желтовато-серые, известковистые, иногда магнезиальные ($MgCO_3$ до 8,5 %), микрозернистые и пелитоморфные с редкими обломками раковин остракод, члеников криноидей, изредка псевдооолитовые, тонкослоистые, трещиноватые и кавернозные. Пустоты часто минерализованы целестином, ангидритом, гипсом. По ангидриту развивается халцедон, переходящий в кварц, также образующий псевдоморфозы по кристаллам галита, наблюдаемым среди пелитоморфной массы доломита. Согласно существующим гипотезам [1, 2, 4], формирование сульфатно-карбонатной толщи происходило в условиях обширного открытого эпиконтинентального бассейна вдали от побережья, в приэкваториальной области, в условиях сухого и жаркого климата. Эти гипотезы не раскрывают полностью 2 существенных фактора: источники сульфатов и источники значительного количества кремнезема для образования палыгорскитовой глины. В настоящее время существуют 2 альтернативные группы гипотез эвапоритонакопления: эвапоритовые и инъекционно-осадочные. Сложность раскрытия геологических обстановок при эвапоритовой модели заключается в реализации процессов сгущения и выпаривания природных вод, способных обеспечить накопление мощных объемов соляных толщ. Гипотезы инъекционно-осадочной группы, не отрицая участия эвапоритовых процессов, обосновывают определяющую роль восходящих рассольно-солевых инъекций, разгружающихся в седиментационные бассейны. По данным Л.М. Бириной [5], основная часть ангидритов на юго-востоке Восточно-Европейской платформы формировалась при температуре 250–350 °С. Палыгорскит образуется в морских бассейнах при значительном привносе кремнезема с суши в семиаридных или аридных зонах, либо прожилковые и рассеянные гидротермальные проявления в осадках, в результате миграции через осадочную толщу термальных вод, обогащенных железом, марганцем,

магнием, с суши кремнеземом [6, 7]. В веневское время суша находилась на расстоянии более 1000 км от исследуемой территории. Все вышеизложенное приводит к выводу о глубинных подтоках гидротермальных вод, обогащенных магнием, кремнеземом по разломным зонам, на что косвенно указывает содержание He (до 0,043 %), H₂S (до 3,82 %), N₂+редкие (до 17,29 %) (газ из нефти Бариновско-Лебяжинского месторождения), V (0,0011 % (11 г/т)). Для восстановления условий формирования ангидрита необходимо провести декрепитационный анализ с целью уточнения температуры его формирования, а также изотопный анализ серы из ангидритов для уточнения ее источника.

Литература

1. Колесников В.А., Корягина А.И., Развозжаева Л.А., Чикин М.Н., Шляев С.А. Перспективы поисков нефти в ловушках неантиклинального типа в окских отложениях Куйбышевского Заволжья // Комплексные методы освоения ресурсов нефти и газа Урало-Поволжья. М.: Наука, 1990. С. 52–59
2. Андриянова Е.В., Колесников В.А., Терешкин В.В., Федорченко Г.Д., Хамитов И.Г. Особенности формирования и распространения залежей нефти в окских отложениях юго-востока Самарской области // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 3. 2013. С. 8–13
3. Фадеев М.И. Ореховская опорная скважина (Куйбышевская область). М.: Гостоптехиздат, 1963. С. 92
4. Немирович Т.Г., Вилесов А.П., Бутолина Ю.А., Старухин Л.С. Новый взгляд на геологическое строение сложно построенных окских пластов Волго-Уральской НПП // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ. 2015. №1. С. 4–11
5. Бирин Л.М. Ангидриты в палеозое центральной части Русской платформы. Л.М.: Наука, 1979. 124 с.
6. Фролов В.Т. Литология. Том 2. М.: изд-во МГУ, 1993. 432 с.
7. Ломова О.С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок // Труды ГИН АН СССР, вып. 336, 1979. 180 с.

Л.Е. Рейхард¹, Н.В. Козина¹, А.Н. Новигатский¹, М.Д. Кравчишина¹, Н.В. Политова¹,
А.Г. Боев¹, А.С. Филиппов¹, А.Г. Рейхард²

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г. Москва

² Московский педагогический государственный университет, г. Москва

ПРОЦЕССЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ: КРИОГЕНЕЗ, ГАЛОГЕНЕЗ, КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ, БИОМИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Аутигенные минералы содержат в своих типоморфных признаках (габитусе кристаллов, морфологии агрегатов, химическом и изотопном составе) информацию о физико-химических условиях минералообразования. Эти уникальные индикаторные способности аутигенных минералов традиционно используются в палеогеографических

реконструкциях и для интерпретации данных о современных биогеохимических и гидрологических процессах в морях и океанах [1–4].

Аутигенное минералообразование в Мировом океане происходит масштабно и в широком диапазоне физико-химических параметров (глубины, температуры, солености, концентраций химических элементов).

Так, в криогенезе, господствующем в высоких широтах, под воздействием отрицательных температур происходит глобальная кристаллизация одного из самых низкотемпературных минералов – льда, что приводит к формированию мощного ледяного покрова в Арктике. Процессы галогенеза в водоемах с гиперсоленостью способствуют накоплению соляных отложений, образованных аутигенными минералами из групп хлоридов и сульфатов, и, как следствие, к возникновению особых ландшафтов и экосистем аридных зон.

В результате конкрециеобразования, широко развитого в донных осадках морей и океанов, происходит агрегирование аутигенных минералов, которые могут находиться в разной степени кристалличности даже в объеме одной конкреции. Биоминерализация, как один из мощных генераторов аутигенного минералообразования, проявляется на разных стадиях литогенеза в морских бассейнах как с нормальными, так и экстремальными физико-химическими условиями, включая зоны крио- и галогенеза.

В ходе решения различных задач океанологии и морской геологии комплексными литолого-геохимическими методами, при ведущей роли методов оптической и сканирующей электронной микроскопии [4], сотрудниками ИО РАН детально изучались проявления аутигенного минералообразования в разных районах Мирового океана [4–9]. В результате исследований в центральной части и шельфовых морях Северного Ледовитого океана (Белом, Баренцевом, Карском и Лаптевых) [5–6], в Тихом океане [7], а также в Черном [3], Каспийском [8], Мертвом и Аральском морях [9] были визуализированы, идентифицированы и детально изучены аутигенные минералы и их парагенетические ассоциации. Это минералы из групп сульфидов (фрамбоидальный пирит, гидротроилит), карбонатов (кальцит, магнезиальный кальцит, баритокальцит, арагонит, сидерит), фосфатов (вивианит), сульфатов (гипс, барит, коньяит, астраханит (бледит), тенардит, эугстерит), хлоридов (галит), окислов и гидроокислов железа и марганца [3–9]. Кроме того, были детально изучены макро- и микроконкреции разного состава и предложены механизмы их образования [4–7]. Особое внимание уделялось изучению строения и состава железо-марганцевых конкреций (ЖМК), относящихся к возобновляемому типу полиметаллических твердых полезных ископаемых широкого назначения. В частности, в различных морфотипах ЖМК из шельфовых морей Арктики было установлено многообразие структурно-вещественных зон, образованных такими аутигенными минералами, как гетит, бузерит, бернессит, сидерит, и содержащих высокие концентрации железа и марганца [5]. Определено влияние био-абиогенных взаимодействий на изученные процессы аутигенеза и участие в них разных типов

биоминерализации. Установлены различия в типоморфных признаках некоторых минералов, образующихся в седименто- и диагенезе в зонах морей с нормальным и аномальным газовым режимом (с высоким содержанием метана и сероводорода). В процессе исследований была усовершенствована методика изучения аутигенных минералов и их агрегатов из различных сред Мирового океана, включая ледяной покров, водную толщу, донные и береговые отложения [4].

Авторы выражают искреннюю благодарность Кизякову А.И., Клювиткину А.А. и Ижицкому А.С. за помощь в экспедиционных работах; Даре О.М., Сапожникову Ф.В., Косорукову В.Л., Драздовой А.Н., Шевченко В.П., Гордееву В.В., Писареву С.В. – за плодотворное сотрудничество на всех этапах работы. Анализ данных выполнен в рамках Государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0002).

Список литературы

1. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 1992. 336 с.
2. Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН. 2008. 356 с.
3. Рейхард Л.Е., Козина Н.В. Типоморфные признаки и индикаторные свойства аутигенного барита из донных отложений глубоководных котловин Каспийского и Черного морей // Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов», г. Москва, 15-19 ноября 2021. Т. III. С. 278–282.
4. Рейхард Л.Е., Козина Н.В., Боев А.Г., Дара О.М., Рейхард А.Г. Микрокомпоненты в макромасштабах: особенности изучения гетерогенных процессов в морях и океанах микроскопическими методами // В сборнике: Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. 2021. С. 250–254.
5. Рейхард Л.Е., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Мамочкина А.И., Политова Н.В., Рязанцев К.М. Новые данные о строении и составе железомарганцевых конкреций из донных отложений шельфовых морей Российской Арктики // Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов», г. Москва, 2021. Т. III. С. 61–65.
6. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С., Рейхард Л.Е., Дара О.М., Флинт М.В. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. №1. С. 194–213.
7. Reykhard L.Ye., Shulga N.A. Fe-Mn nodule morphotypes from the NE Clarion-Clipperton Fracture Zone, Pacific Ocean: Comparison of mineralogy, geochemistry and genesis // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 110. 102933.
8. Kozina, N.; Reykhard, L.; Dara, O. Authigenic Minerals of the Derbent and South Caspian Basins (Caspian Sea): Features of Forms, Distribution and Genesis under Conditions of Hydrogen Sulfide Contamination // Minerals 2022, 12, 87.
9. Reykhard L., Sapozhnikov Ph., Izhitskiy A., Dara O., Boev A., Andrulionis N., Kozina N., Kalinina O., Reikhard A. Halogenesis and biomineralization in the residual basins of the Aral Sea // Acta Cryst. (2019), A75, e203.

А.Д. Савко, М.Ю. Овчинникова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ АСПЕКТЫ БОКСИТОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Эволюция бокситонакопления была рассмотрена в публикациях Г. И. Бушинского (1971), Б. М. Михайлова (1975), Б. А. Богатырева, В. И. Жукова (1995), А. Д. Савко [1], Б. А. Богатырева, В. И. Жукова, Ю. Г. Цеховского [2]. Характеристики бокситов различного возраста приведены в работах Д. Бардошши (1981), Д. Г. Сапожникова (1987, 1989), Б. М. Михайлова (1978), А. П. Никитиной, А. Д. Слукина, Ю. Ю. Бугельского и др. (1987), Н. А. Ясаманова (1975), А. Д. Савко, Ю. Ю. Бугельского, В. М. Новикова и др. [3]. За последние полтора десятка лет появились новые количественные данные по месторождениям бокситов в различных регионах. В результате общие запасы этого вида сырья, возросли с немногим более 30 до 100 с лишним млрд тонн. Поэтому возникла необходимость внесения корректировок в распределение запасов по эпохам для учета их вклада в эволюцию бокситонакопления, особенно в докайнозойское время.

Образование бокситов определяется рядом факторов. Основными являются климатический, тектонический и биологический. В течение фанерозоя указанные выше факторы эволюционировали [1], что сказывалось на количественном и качественном составе месторождений бокситов. В работах по ним преобладал актуалистический подход. Признание эволюции требует рассмотрения специфики каждой из выделенных эпох в зависимости от смен тектонических режимов и климатов, развития органического мира, что рассмотрено в работе [4].

Бокситы являются типичным полезным ископаемым формации коры выветривания. Их формирование связано с перерывами в осадконакоплении и континентальными режимами в регионах с благоприятными тектоническими, климатическими и другими факторами бокситонакопления. Первые бокситы фанерозоя появились в раннем кембрии в единичных участках складчатых поясов при их пенепленизации. В эйфельском веке образовались первые промышленные месторождения этого вида минерального сырья высокого качества на Северном Урале. Во франское время бокситонакопление расширилось на территорию Среднего Тимана. Количество известных девонских месторождений не превышают двух десятков, а их общие запасы составляют порядка одного млрд тонн.

В раннекаменноугольное время бокситонакопление сместилось на докембрийские платформы Северного полушария, а в их пределах – в периферийные части угленосных бассейнов. Оно продолжалось в среднем карбоне на Китайской и Северо-Американской платформах, а на территории Кореи вплоть до ранней перми. Формирование бокситов происходило в латеритную, диагенетическую и эпигенетическую стадии, в последнюю в случаях перекрытия бокситов угленосными

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

отложениями. Активное участие в выветривании принимала органика с образованием бактериальных биоморфоз. В рассматриваемое время резко возросло количество месторождений (сотни) и их общие запасы до 4 млрд т.

Месторождения мезозойских бокситов тяготеют к складчатым поясам, а в их пределах к эпигерцинским и эпикиммерийским молодым платформам Северного полушария. Преобладает карстовый тип бокситов. Они имеют гиббсит-бемитовый состав у платформенных разновидностей и диаспор-бемитовый в подвергшихся складчатости участках. На докембрийских платформах преобладали низменные обводненные ландшафты с теплым гумидным климатом и каолиновыми корами выветривания. Насчитывается более 1000 месторождений мезозойских бокситов, однако, большинство из них мелкие, хотя качество сырья высокое. Общие запасы глинозема мезозойских бокситов (3,3 млрд тонн) несколько меньше палеозойских, но месторождений больше.

Бокситонакопление в кайнозое приняло грандиозные масштабы (Рисунок). Это связано с расширением площадей выравненной суши с тропическим климатом, высоким стоянием материков, их дроблением и увеличением прибрежных территорий с большим количеством осадков, обилием органики. Всё это привело к образованию мощных латеритных покровов со многими крупными и гигантскими бокситовыми месторождениями. Заметная доля в общих запасах приходится на долю месторождений островных дуг, но основные сосредоточены на материках бывшей Гондваны, особенно в Западной Африке и северо-востоке Южной Америки. Формировались латеритный латеритно-осадочный и карстовый типы гиббситового и бемит-гиббситового состава.

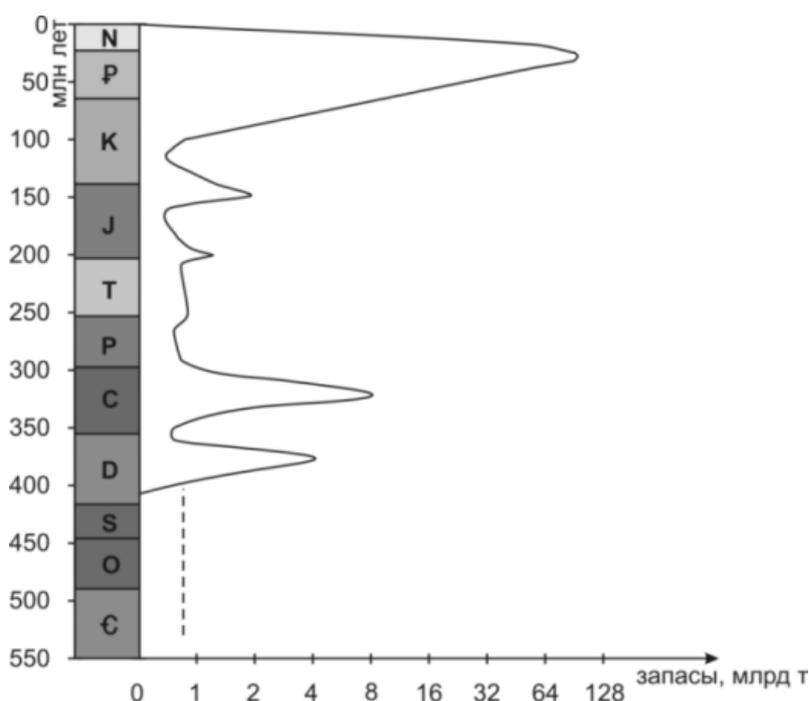


Рисунок. Схема распределения запасов бокситов в фанерозое

В целом же в фанерозое эволюция бокситонакопления имела пульсационно-направленный тренд, выраженный в неравномерном увеличении площадей и запасов этого вида сырья со временем.

Литература

1. Савко А.Д. Эволюция геологических процессов и внешних геосфер в истории Земли. Труды научн-исследовательского института геологии Воронежского гос. ун-та. Вып. 50. 2008. 172 с.
2. Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Бокситорудные эпохи фанерозоя // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 508–519.
3. Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шевырев Л.Т. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж : Изд-во «Истоки», 2007. 335 с.
4. Савко А.Д., Овчинникова М.Ю. Эволюция бокситонакопления в фанерозое // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. № 1. С. 7–33.

К.М. Седаева

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ГЕЛИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ (МИРНИНСКИЙ РАЙОН): ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ

Введение. В Западной Якутии на юге Сибирской платформы в конце XX века было открыто более 50 месторождений нефти и газа, в которых сосредоточено до 11 % углеводородов (УВ) и до 90 % гелия (**He**) от общего их запасов в России. В этом отношении месторождения являются уникальными, так как **He** один из самых ценных в промышленном отношении и в то же время один из очень рассеянных элементов на Земле. Гелий является важнейшим стратегическим компонентом в авиационно-космической, атомной, радиоэлектронной, медицинской и других отраслях народного хозяйства. Единственным источником рентабельного получения **He** в промышленных масштабах являются залежи природных газов с концентрациями не менее 0,2 % (в атмосфере **He** всего 0,0005 %). В месторождениях нефти и газа Западной Якутии содержание **He** составляет 0,2–1 % [1].

Общие сведения о гелии. Гелий – не воспламеняющийся газ, входит в нулевую группу периодической системы Д. М. Менделеева, характеризуется высокой степенью проницаемости по сравнению с другими газами (диффузия **He**–1,7, **H₂**–1,3, **N₂**–0,2, **CO₂**–0,1) и имеет два изотопа **He³** и **He⁴**. В космосе 23 % – **He³** и 76 % – **H₂** и 1 % – на все остальные элементы. Подавляющая масса на Земле (99,999 %) представлена тяжелым изотопом **He⁴**, который образуется на глубине при распаде радиоактивных элементов (U, Th и др. актиноиды), повсеместно распространенные на Земле. В земной коре в настоящее время образуется около 50,2 % радиогенного **He**, в мантии – не более 36,6 %, в ядре – 13,2 %. В литосфере больше всего **He** в гранитах, гранито-гнейсах, глинистых

сланцах докембрия древних платформ. В седиментосфере важную роль для выделения **He** из пород и минералов играют процессы выветривания, особенно по эндолитам кислого состава [1].

Формы движения **He** носят локальный характер и осуществляются на участках повышенной трещиноватости, кавернозности и пористости. Миграция **He** из недр происходит постоянно и совместно с глубинными флюидами по проницаемым системам лито-, страти- и седиментосферы. К ним следует отнести мощные, древние, периодически подновляющиеся зоны глубинных разломов и дизъюнктивные нарушения, особенно значительно они себя проявляют в начальную или/и позднюю эпоху разных стадий тектогенеза [1–4].

Геологическая позиция месторождений Западной Якутии. Группа месторождений с высоким содержанием **He** расположена, с одной стороны, в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, а с другой, – в пределах Мирнинского кимберлитового пояса, в котором обнаружено (по литературным источникам) более 1000 трубок взрыва (!) и вблизи них проходит трубопровод «Сила Сибири», идущий от Восточной Сибири до Тихого океана (ВСТО). Нефтегазоносными являются комплексы: 1) терригенно-карбонатный верхнего венда (V_2), 2) нерасчлененный карбонатный верхнего венда и нижнего кембрия (V_2 - ϵ_1) и 3) карбонатный нижнего кембрия (ϵ_1) – осинский горизонт. Выше залегают карбонатно-соленосная и глинистая толщи среднего и верхнего кембрия (ϵ_2 + ϵ_3). Между нефтегазоносными комплексами отмечаются перерывы с развитием разной степени зрелости кор выветривания. Осадочный чехол с разрывом залегают на сильно выветрелых породах фундамента на глубине 1700–1800 м, сложенного гранитами, биотитовыми гранито-гнейсами, реже глинистыми сланцами и интрузиями основного состава палеопротерозойского возраста (AR_2 - PR_1). Он осложнен системой глубинных разломов и разномасштабными дизъюнктивными нарушениями, так же, как и породы осадочного чехла, с которыми связаны зоны повышенной трещиноватости, выявленных по данным бурения, сейсморазведки и комических исследований.

Факторы локализации и концентрации. В терригенно-карбонатных отложениях V_2 с пластами и горизонтами песчаников (с примесью гравия, алеврита, мелкой гальки) мощностью 10–15 м, разлинзованных пачками доломитов и их глинистыми разностями (толщиной до 25 м), отмечаются скопления нефти и газа, обогащенных **He**. Породы характеризуются изменчивыми фильтрационно-емкостными свойствами и сложным распределением в их разрезе пластов-коллекторов. В них сосредоточены основные запасы УВ ряд месторождений Якутии (Чаяндинское, Тымпучиканское, Талаканское и др.). Выше с разрывом залегают нефтегазоносные карбонатные комплексы V_2 - ϵ_1 с 3–5 пластами глин и 2–3 пластами ангидритов, над которыми с разрывом ложатся карбонатные отложения ϵ_1 (доломиты и известняки осинского горизонта), перекрытые мощной (более 500 м) соленосной и глинистой толщей с редкими пластами карбонатов ϵ_2 + ϵ_3 . Наличие в верхах разреза мощной

соленосной толщи обеспечивает необходимые условия для консервации и длительного сохранения скоплений не только нефти и газа, но и гелия (**He**) разной генерации, а лежащая выше глинистая толща – еще больше усиливает эффект консервации УВ. Благодаря этому происходили локализация и концентрация **He** в осадочном чехле PR₃-PZ₁ на протяжении всего фанерозоя на фоне дегазации внутренних геосфер Земли и проявления тектонических движений и подвижек (с образованием глубинных разломов и разномасштабных дизъюнктивных нарушений). Это обусловило блоковое строение территории и отразилось: **1)** на режиме и скорости седиментации с формированием кор выветривания по эндолитам фундамента (с образованием кластолитов) и отчасти по экзолитам осадочного чехла; **2)** на проявление вторичных процессов, что обеспечило в дальнейшем формирование зон повышенной трещиноватости, кавернозности и пористости в породах V₂, V₂-Є₁ и Є₁, и **3)** на образование мощной толщи соленосных и глинистых отложений, являющейся непроницаемой крышкой в течение фанерозоя. Сопряженное влияние тектонического и литологического факторов увеличило проницаемость пород и скопление в них больших запасов нефти и газа вместе с **He**, а соленосная и глинистая толщи явились хорошей крышкой, законсервировавшей во времени их скопление и залежи. Кроме этого, дополнительно важную роль в этом сыграла многолетняя вечная мерзлота, образовавшаяся в начале плейстоцена (Q₁) и проникающая здесь на глубину 1300–1420 м, залечивая трещины и пустотное пространство в осадочном чехле Сибирской платформы в западной части Якутии (Мирнинский район).

Литература

1. Якуцени В.П. Геология гелия. Ленинград: Наука. 1968. 232 с.
2. Осипов Ю.Г., Виницкий И.Н. Некоторые особенности формирования зон регионального гелиенасыщения // Геохимия. 1966. №1.
3. Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г. О потоке гелия через гранитные массивы // Геохимия. 1974. № 8.
4. Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г., Реутин Ю.В. О потоке гелия в зонах разломов и на эндогенных месторождениях // Геохимия. 1975. № 11.

Д.В. Семиколенных^{1,2}, Т.А. Янина^{1,2,3}, Р.Н. Курбанов^{1,2,3}

¹Институт географии РАН, г. Москва

²МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

³Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ХВАЛЫНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНЫЧА «ОСТРОВ ЛЕВЫЙ»

Разрез Остров Левый – наиболее полный разрез нижнехвалынских отложений в Манычской депрессии [1, 2]. Нами он изучен литологическим, малакофаунистическим и

геохронологическим методами. Разрез расположен в западной оконечности о. Левый оз. Маныч на территории Республики Калмыкия, абс. высота кровли -22,4 м. Остров Левый представляет собой субширотно вытянутую положительную форму рельефа – гряды с пологонаклонной поверхностью длиной 16 км, средней шириной 250 м, максимальной 1 км. Относительная высота над урезом оз. Маныч составляет 6–7 м. Гряда сложена глинистыми осадками древнего буртасского озера [1, 2], перекрытыми делювиальным и элювиальным чехлом с прислоненными отложениями хвалынской трансгрессии.

В разрезе сверху вниз вскрываются следующие отложения: (1) коричневый суглинок (современная почва) мощность 0,4 м с включением корней растений и карбонатных образований, переход в нижележащему слою постепенный; (2) палевый лессовидный суглинок плотный, с крупной столбчатой отдельностью мощностью 0,7 м, граница с нижележащим слоем четкая; (3) уплотненный темно-бежевый лессовидный суглинок с четкой столбчатой отдельностью и мощным прослоем (до 5 см) карбонатных образований в подошве мощностью 0,2 м, граница с нижележащим слоем четкая; (4) светло-бежевый тонко-волнисто-косо-слоистый хорошо сортированный кварцевый среднезернистый песок мощностью 1,65 м с включением фауны каспийских моллюсков в верхней части, граница с нижележащим слоем нечеткая; (5) горизонтальнослоистая толща переслаивающихся палевых песков, сизых и коричневых глин с пятнами ожелезнения и марганцевания мощностью 0,35 м, переход в нижележащий слой четкий; (6) палевые тонкозернистые алевритистые пески мощностью 1,35 м, переслаивающиеся с маломощными прослоями коричневых (похожих на шоколадные) глин, граница с нижележащим слоем четкая; (7) темно-серо-коричневые глины видимой мощностью до 0,2 м.

Строение разреза отражает постепенную смену условий осадконакопления от спокойных лиманных (ингрессия каспийских вод) до динамичных проточных (развитие и активизация пролива). Верхняя часть толщи нижнехвалынских отложений, которая характеризуется косослоистыми хорошо сортированными среднезернистыми песками с включением фауны каспийских моллюсков, отражает повышение уровня пролива (до 21 м над современным уровнем моря) и увеличение скорости водного потока.

В разрезе в толще горизонтальнослоистых хорошо сортированных среднезернистых песков на глубине 1,6–1,3 м обнаруживаются редкие мелкие раковины *Didacna protracta protracta*, *D. ebersini*, *D. subcatillus*, *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicata*, располагающиеся в отложениях тонким слоем. Наличие *D. protracta* и *D. ebersini* дают основание охарактеризовать комплекс как раннехвалынский. Малакофаунистический состав указывает на соленость водоема около 11–13 ‰, что близко к солености современного Среднего Каспия, однако угнетенный вид раковин указывает на то, что акватория пролива была, по-видимому, несколько опреснена, вероятно, за счет привноса пресных вод местными реками.

Абсолютный возраст отложений разреза получен на основе результатов

люминесцентного датирования девяти образцов [3]: трех отобранных из континентальных осадков, пяти — из морских и одного на границе морских осадков и толщи темных глин в основании разреза. В образце из глин получить необходимое количество материала для датирования не удалось из-за тонкодисперсности осадка. Результат люминесцентного датирования с учетом доверительных интервалов указывает на наличие трех разновозрастных горизонтов: (1) субаэральная толща (слои 1–3) голоценового возраста (~11,5–7,1 тыс. лет), (2) толща песков с прослоями глин в основании (слои 4–6) – возраст моложе последнего ледникового максимума (~17,7–14,9 тыс. лет), (3) серо-коричневые глины возрастом $20,7 \pm 1,7$ тыс. лет.

Результат датирования образца из слоя глин в основании разреза, по-видимому, несколько завышен, ввиду сложности расчета мощности дозы на границах слоев, резко отличающихся по литологии. Выделенная на основе малакофаунистического анализа толща нижнехвалыньских отложений охарактеризована пятью датировками и имеет возраст ~17,7–14,9 тыс. лет.

Строение разреза отражает постепенную смену условий осадконакопления от спокойных лиманных (ингрессия каспийских вод) до динамичных проточных (развитие и активизация пролива). Верхняя часть толщи нижнехвалыньских отложений, которая характеризуется косослоистыми хорошо сортированными песками с включением фауны каспийских моллюсков, отражает повышение уровня пролива (до 21 м над современным уровнем моря) и увеличение скорости водного потока. Субаэральное осадконакопление активизировалось на территории центральной части Манычской депрессии в начале голоцена.

На основании результатов ОСЛ-датирования, время функционирования раннехвалыньского пролива в Манычской депрессии определено в интервале 17,7–14,9 тыс. л. н. В климатическом отношении это была эпоха деградации поздневалдайского (осташковского) оледенения (МИС 2).

Работа выполнена по проекту РФФИ № 21-18-00552.

Литература

1. Свиточ А. А., Хоменко А. А. Палеогидрология Маныча. Палеоврезы (морфология, происхождение, возраст, палеогеография) // Геоморфология. 2010. № 3. С. 81–89.
2. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М: Географический факультет МГУ, 2010. 136 с.
3. Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. Возраст хвалыньского пролива в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2022. № 5 (в печати).

В.М. Сорокин¹, А.Г. Росляков¹, В.Л. Лукаш¹, А.П. Демонов²

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

²*ООО «Сабси Сервей Солюшенс», г. Москва*

РАЗНООБРАЗИЕ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНОЙ ПОЛОВИНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ И ДВИЖУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ

Введение. Черное море является уникальным глубоководным внутриконтинентальным водоемом. За время его существования в западной глубоководной впадине накопилось более 10 км осадочных отложений, самая верхняя часть которых приходится на четвертичную систему. Особенностью региона является контрастное тектоническое строение северного и южного обрамления и шельфа (платформенные области и альпийские складчатые сооружения Балканид и Понтид) и глубоководной впадины с субокеаническим типом земной коры, отраженные в геоморфологической структуре дна; контрастные изменения климата в ледниковую эпоху; многократные изменения уровня моря, определившие характер связи со Средиземным морем и, как следствие, морских и пресноводных (озерных) режимов с особыми океанологическими характеристиками. Все эти условия осадконакопления отразились на типах осадочного процесса, определили различное их сочетание во время оледенений и межледниковий и привели к формированию сложно построенной толщи четвертичных осадков.

Цель представленного исследования состоит в выделении, характеристике и роли различных типов позднечетвертичного осадконакопления в западной половине Черного моря как природной модели, основанной на изучении последнего цикла межледниковье-оледенение-последледниковье, для лучшего понимания развития осадочного процесса в ледниковый период.

Материалы и методы. Работа основана на результатах обработки более 100 разрезов позднечетвертичных осадков, вскрытых грунтовыми трубками на шельфе, континентальном склоне и глубоководной впадине в западной половине Черного моря, а также материалов высокоразрешающего сейсмопрофилирования и эхолотирования на ряде участков впадины.

Результаты. Формирование наиболее изученных позднечетвертичных отложений Черного моря происходило в результате комплексного воздействия целого ряда природных условий и их изменений во времени. К ним относятся: 1) различное геологическое и геоморфологическое положение участков дна, 2) циклические контрастные флуктуации климата в ледниковые и межледниковые эпохи, 3) значительные колебания уровня, влияющие на связь со Средиземным морем, 4) физические и химические свойства водной массы, 5) характеристики органического

мира. Все эти параметры обусловили развитие и сочетание разных типов осадочных процессов, приведших к образованию сложно построенных фациальных и генетических комплексов отложений.

Волновые процессы наиболее полно изучены в современном Черном море. Их результатом является накопление песчаных осадков разного вещественного состава в мелководной зоне бассейна, определяемой глубиной волнового воздействия на дно и оконтуренной изобатой 30 м.

Флювиальные процессы определяются действием речного стока и регулярными течениями. Их результатом является разнос аллювиального осадочного материала Днестра и Южного Буга на расстояние в несколько десятков км с формированием обширного участка глинистых осадков среди грубозернистых осадков волнового поля. Вторым примером формирования отложений течений является западный шельф Черного моря от дельты Дуная вдоль побережья Румынии и Болгарии. Основная масса выносимого рекой алевритово-глинистого терригенного материала подхватывается западной ветвью циклонического течения и откладывается южнее м. Калиакра, образуя 2 крупных и мощных валлообразных аккумулятивных тела со скоростью накопления до 2 мм/год, сложенных смесью алевритового и глинистого материала, со следами воздействия штормовых волн.

Биогенные процессы играют значительную роль в осадконакоплении западной половины Черного моря. На северо-западном шельфе в интервале глубин 30–70 м широко развиты раковинные осадки, являющиеся продуктом жизнедеятельности моллюсков. В позднечетвертичное время ареалы их распространения и состав существенно изменялись в зависимости от колебаний уровня моря. За пределами шельфа в сложении осадков принимал участие биогенный материал, представленный на разных этапах остатками известкового и/или кремнистого и бесскелетного (органического) планктона. В результате образовались уникальные сапропелевые и в ряде обстановок мощные диатомовые илы, связанные с апвеллингом.

На внешнем шельфе и в глубоководной впадине широко развиты тонкозернистые *фоновые* осадки, образовавшиеся в результате гравитационного осаждения терригенного и/или биогенного материала из поверхностной взвеси. Они представлены однородными по составу и текстуре илами (глинистые илы регрессивных этапов) или 2–3 компонентными ритмичными тонко и микрослоистыми илами трансгрессивных этапов (сапропели, глинисто-кокколитовые илы).

Хемогенные процессы участвуют в образовании осадков, хотя их роль не очень значительна. Они ответственны за образование в межледниковые эпохи (начало и конец позднего неоплейстоцена) кристаллических кальцитовых и арагонитовых илов, пользующихся повсеместным распространением.

Значительную роль в формировании разрезов позднечетвертичных осадков играют процессы, связанные с горизонтальными перемещениями осадочного материала «мутьевыми» потоками и оползнями, а также процессы эрозии дна.

Автокинетические процессы. Западная и южная части континентального склона западной половины Черного моря прорезаны многочисленными каньонами и подводными долинами, вдоль которых происходило в прошлом и происходит сейчас перемещение осадочного материала с шельфа. Северо-западный и северный участки бассейна представляют собой крупные осадочные системы глубоководных конусов выноса Дуная, Днестра и Днестра. Поэтому западная глубоководная впадина практически на всей ее площади является приемником больших объемов терригенного вещества, выносимого различного типа автокинетическими потоками, наиболее активными в регрессивные этапы истории бассейна. Поэтому в разрезах позднечетвертичных отложений даже в наиболее удаленных от шельфа участках впадины зафиксированы многочисленные, разные по мощности и по крупности прослои грубозернистого материала. В то же время на поверхности дна континентального склона и его подножия и в толще осадков отмечены разномасштабные следы оползания и течения осадков, запечатленные при съемке дна акустическими методами и при описании керна. В ряде мест обнаружены выраженные в рельефе дна и при НСП аккумулятивные тела, представляющие собой осадочные волны.

Эрозионные процессы проявляются преимущественно в подводных долинах континентального склона и руслах конусов выноса в виде стратиграфической неполноты разрезов, вызываемой размывом «мутьевыми» потоками.

Заключение. Выполненные исследования свидетельствуют о сложности осадочного процесса в западной части Черного моря. Она вызывается одновременным сочетанием различных типов осадкообразующих механизмов в разных фациальных обстановках или на разных временных отрезках геологической истории бассейна, что отражается в особенностях строения позднечетвертичных отложений.

И.Е. Стукалова¹, А.Н. Журавлев²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва

² Российский Государственный Геологоразведочный Университет, г. Москва

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ БУРЫХ УГЛЕЙ НА СЕВЕРЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

В ходе исследований получены новые данные по проявлениям бурого угля в северной части Енисей-Хатангского прогиба (район оз. Таймыр). Этот регион в последнее время привлекает к себе внимание геологов и нефтяников в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности данной территории.

Целью исследования являлось изучение литологических особенностей пород и вещественно-петрографического состава углей нового перспективного района Енисей-Хатангского прогиба на севере России.

Для изучения серии образцов углей и вмещающих пород был применён комплекс геологических, литологических и петрографических методов исследования.

В результате работ детально охарактеризованы литологические особенности пород и изучен вещественно-петрографический состав углей. В спорово-пыльцевом комплексе из изучаемых отложений определены доминирующие ассоциации по преобладанию двухмешковой пыльцы хвойных *Disaccites (Pinaceae)*. На основании этого установлен возраст пород бегичевской свиты, как относящийся к альбскому и сеноманскому ярусам нижнего–среднего мела.

Работа посвящена актуальной проблеме угленосности меловых отложений северной части Енисей-Хатангского прогиба. Проявления бурых углей, локализованные в альб–сеноманских отложениях района оз. Таймыр, принадлежат Таймырскому буроугольному району. В этом районе в 30–50 км известно ещё шесть проявлений углей в альб–сеноманских и турон–коньякских разрезах мела. Четыре, наиболее крупные из них, расположены на северном и южном берегах оз. Таймыр, два – южнее, во впадинах рек Биска и Ямутарида.

Проявления углей на севере оз. Таймыр приурочены к альбским отложениям нижнего мела и представлены светло-серыми тонкозернистыми и среднезернистыми песками и песчаниками с редкими прослоями, и линзами алевритов, конкрециями сидерита, гальками глин. Бурый уголь в виде крошки, отдельных прослоев и пропластков встречается практически по всему разрезу. Залегание угольных прослоев горизонтальное. Мощность прослоев чаще всего невелика: от 0,1 до 0,5 м, но иногда они достигают 1 м.

Проявления на южном берегу оз. Таймыр (мыс. Депту-Мала) залегают среди светло-серых алевритов, зеленовато-серых глин и песков и представлены многочисленными прослоями (мощностью 0,1–0,15 м) бурого угля; один из пластов имеет мощность около 1 м. В совокупности с двумя ближайшими прослоями он образует пласт сложного строения, общей мощностью ~ 1,5 м. Угли являются переходными от бурых к каменным. По качественным показателям (важность 9–13 %, зольность 6–19 %, выход летучих – 33–60 %, теплота сгорания 19,17–30,51 МДж/кг) хорошо сопоставляются с углями правобережья р. Хеты и устья р. Хатанги [1,2].

В Таймырском буроугольном районе запасы угля могут быть значительны. На изученной площади наибольший интерес представляет северный борт озера Таймыр, где в двух проявлениях выявлены угольные пласты промышленной мощности. По локальным выходам меловых пород, распространенных на площади около 2000 км² в районе озера Таймыр, изучена серия разрезов альб–сеноманских отложений.

В двух разрезах бегичевской свиты выявлены тонкие пласты и небольшие линзы

углей, которые представляют собой гелефицированные спрессованные древесные остатки. В углях отмечается раковистый излом, цвет чёрный, черта коричневая. При микроскопическом изучении в проходящем свете наблюдаются крупные фрагменты гелефицированных, слабо измененных гумусовых растительных тканей. Преобладают гелефицированные микрокомпоненты светло-коричневого и тёмно-коричневого цвета, слабо разложенные, представленные структурным и бесструктурным витринитом. Мелкие фрагменты, вероятно, более окисленные, тёмно-коричневого цвета представлены гелинито-фюзинитом. Выделяются крупные полосы смолы ярко-желтого цвета (резинит), в скрещенных николях резинит анизотропен. Наблюдается отчетливо выраженное волокнистое строение, клеточные полости вытянутые или изометричные, стенки клеток слегка набухшие. Практически все клеточные полости заполнены сидеритом. Встречаются крупные и мелкие неокатанные зёрна кварца. Вероятно, это начальный процесс гелификации, изменения растительных остатков в водной, слабопроточной, среде без доступа кислорода, без длительных переносов растительного материала и при быстром опускании области торфонакопления.

В образцах были измерены величины отражения витринитов с целью уточнения стадии изменения бурых углей и получения количественных характеристик их качества. Величины отражения витринитов в образцах № 2109/15 и 2109/16 составляют $R_o = 0,32\%$ (0,315) и $R_o = 0,48\%$ (0,479), стадии изменения 1Б-2Б. Величина отражения витринита в образце угля 2103/9 составляет $R_o = 0,52\%$ (0,515), что соответствует стадии изменения бурых углей, технологических групп (марок) 2Б–3Б. Результаты показывают, что по показателю отражения витринита данные образцы относятся к бурым углям [3, 4]. Работа посвящается 100-летию геолога-угольщика, Заслуженному геологу РСФСР Евгению Васильевичу Терентьеву, исследователю Донецкого, Печорского, Южно-Якутского и Таймырского угольных бассейнов [5].

Литература

1. *Авгушевич И. В., Сидорук Е. И., Броновец Т. М.* Стандартные методы испытания углей. Классификации углей. М.: «Реклама мастер», 2018. 576 с.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.12 – М.: Недра, 1978. 395 с.
3. *Еремин И.В., Броновец Т.М.* Марочный состав углей и их рациональное использование. М.: Недра, 1994.254 с.
4. *Стукалова И. Е., Сыорова И., Мах К.* Петрографические типы бурых углей. Геология и разведка. М. 2012, стр.27-33.
5. Российская геологическая энциклопедия. Приложение. –М.-СПб: Изд-во Всегеи, 2014. 496 с.

Ю.В. Титов, С.В. Астаркин, К.В. Павленко, О.Е. Хазеева

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОРТЫМСКОЙ СВИТЫ ПЯКЯХИНО-ХАЛЬМЕРПАЮТИНСКОГО ВАЛА БОЛЬШЕХЕТСКОЙ ВПАДИНЫ

Нижнемеловые отложения в пределах Пякяхино-Хальмерпаютинского вала характеризуется сложным геологическим строением и развитием. Именно тектоническое развитие территории предопределило изменчивость в условиях осадконакопления и литологическую неоднородность осадочного чехла и степень катагенетической преобразованности пород. Несмотря на то, что нижнемеловые отложения наиболее освещены поисково-разведочным бурением они по-прежнему недостаточно изучены на рассматриваемой территории и представляют актуальность для настоящих исследований.

По результатам гранулометрического изучения в отложениях заполярной свиты выделено четыре гранулометрических типа пород (по диаграмме Ф. Шепарда) – песчаники, алевроитовые песчаники, реже песчаные и глинистые алевролиты. При этом значительно преобладают песчаники мелкозернистые, средне-мелкозернистые с подчиненным количеством алевроитовых зерен, для них характерна хорошая и средняя сортированность осадка.

По петрографическому составу рассматриваемые алевроито-песчаные породы относятся к аркозовой, реже граувакковой группе. Среди обломков пород в их составе преимущественное распространение имеют вулканиты кислого состава, подчиненная роль принадлежит кристаллическим сланцам. Среди акцессорных минералов по всему изучаемому разрезу распространены турмалин, циркон, апатит и минералы эпидот-цоизитовой группы. Цемент глинистый (гидрослюдистый и хлоритовый), цеолитовый, поровый и пленочный, реже кварцево-регенерационный.

На основе стадийного анализа установлено [1], что породы сортымской свиты преобразованы до стадии глубокого катагенеза (градация МК₃), характеризующаяся наличием в зернах кварца прерывистых регенерационных каемок и частично восстановленных кристаллографических граней, замещением полевых шпатов, наличием ассоциации хлорит-гидрослюда, ломонтит в парагенезисе с эпидотом и кальцитом, доминирование конформных межзерновых контактов.

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 свиты минералов из группы эпидот-цоизита указывает на размыв метаморфических толщ (зеленокаменные породы) в областях сноса. Это подтверждается и присутствием обломков кристаллических сланцев в составе свиты.

Установлено [3], что накопление обломочного материала в раннемеловое время происходило в прибрежно-морской и мелководно-морской обстановках в условиях продолжающейся регрессии моря, начавшейся еще в валанжинское время и иногда, осложненной кратковременными трансгрессиями. Выделены субобстановки береговых баров, валов, предфронтальной, переходной и дальней зон затопляемого пляжа.

Вероятно, 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 волнением. Согласно генетическим и динамогенетическим диаграммам Р. Пассега 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.

В целом, отложения в раннемеловое время на территории Пяяхино-Хальмерпаютинского вала преимущественно формировались в хорошо аэрируемой среде, обстановки были в основном окислительные. Следовательно, бассейн представлял собой опресненный мелководный водоем. 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. Таким образом, проведенные литологические исследования позволили уточнить обстановки формирования в сортымское время, оконтурить области их распространения и уточнить существующую седиментологическую модель свиты.

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., Павленко К.В.* Палеогеография раннемелового бассейна Пяяхино-Хальмерпаютинского вала по данным литогеохимических исследований // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2020. №.9. С. 80–87.

3. Астаркин С.В. Титов Ю.В., Колпаков В.В. 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.

Н.А. Тюнин

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

К ЛИТОЛОГИИ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЯНОВСКОГО (АХТАНИЗОВСКИЕ ЛИМАНЫ, ДЕЛЬТА КУБАНИ)

Дельта Кубани представляет собой плоскую аллювиально-морскую равнину на западе Предкавказья (Краснодарский край). В прибрежной зоне дельты находится несколько сотен озер и лагун, традиционно именуемых лиманами. В юго-западной части дельты выделяется Ахтанизовская группа лиманов (бассейн Азовского моря). За последние 150–200 лет интенсивное осадконакопление (рукав Казачий Ерик) привело к разделению единого Ахтанизовского лимана на 3 отдельных водоёма, а также к их обмелению [1, 2].

Обмеление водоёмов и глобальное потепление увеличили испарение, что привело к сокращению водных площадей по периферии лиманов. Примером того послужило озеро Яновского (лиман Солёный). Это округлый (диаметр 3–3,5 км) залив Бол. Ахтанизовского лимана на крайнем юго-западе Ахтанизовской группы, который в 1980-е гг. окончательно пересох. В тектоническом плане оно занимает восточный край Фанагорийской (Сенновской) синклинали [1, 2, 3].

Ныне дно бывшего озера – это плоская, пологонаклонная к центру площадка, задернованная галофилами и полынью. В июне 2021 г. в северо-восточной части этой площадки (45°15'53,8" с.ш., 37°02'22,9" в.д (WGS84); -0,50м DGPS) экспедицией НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (Н. А. Тюнин, В. Р. Беляев, Д. М. Лобачева, Д. В. Семиколенных, Ю. В. Рымар) ручным буром была сделана скважина ЮС-1 (глубина 4,75 м) для изучения голоценовых отложений.

В результате фациально-литологического анализа были выделены следующие слои (Таблица).

Стоит отметить, что размер частиц находится в прямой зависимости от активности гидродинамических условий. Темная окраска может указывать на повышенное содержание органического вещества. Сизая окраска – свидетельство закисных застойных условий осадконакопления. Наличие ожелезнения свидетельствует об окислительной обстановке, что можно трактовать как субаэральные условия осадконакопления или постседиментационные преобразования в подобных же условиях (стратиграфический перерыв). Раковины *Cerastoderma glaucum*, *Donax trunculus*, *Mytilus*

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

galloprovincialis отражает солоноватоводные лагунные условия. Возраст, в отсутствие датировок, можно установить лишь по стратиграфии с большой условностью: вероятно, слои 1–2 – современные (0,4–0,0 тыс. л. н.); слои 3–4 – нимфейские (2,6–0,4 тыс. л. н.); слои 5–10 – джеметинские (6,8–2,6 тыс. л. н.) [4, 5].

Таблица. Литология скважины ЮС-1

Номер слоя	Абсолютная высота DGPS (м)	Литология слоя	Малакофаунистический состав
1	-0,50..-0,60	Почва сизо-темно-серая, засоленная	Нет
2	-0,60..-1,10	Суглинок сизо-темно-серый, засоленный	Нет
3	-1,10..-1,40	Супесь сизо-темно-серая	<i>Cerastoderma glaucum, Donax trunculus</i>
4	-1,40..-1,75	Суглинок опесчаненный и супесь сизо-темно-серые	Нет
5	-1,75..-2,31	Глина сизо-темно-серая ожелезненная	Нет
6	-2,31..-2,65	Суглинок сизо-серый	<i>Cerastoderma glaucum</i> в кровле
7	-2,65..-3,35	Суглинок и супесь сизые	Нет
8	-3,35..-4,45	Суглинок темно-серый (до черного) органогенный	<i>Cerastoderma glaucum, Donax trunculus, Mytilus galloprovincialis</i>
9	-4,45..-5,15	Супесь и песок сизо-темно-серый ожелезненный	Нет
10	-5,15..(-5,25)	Суглинок темно-серый	Нет

Отметим, что на локальные колебания уровня озера Яновского одновременно влияли колебания уровня Азовского моря и Ахтанизовского лимана, тектонические опускание в Фанагорийской синклинали, изменение скорости осадконакопления, колебания температуры и величины испарения. Оценить вклад каждого фактора по отдельности не представляется возможным [1].

Таким образом, представляется следующая интерпретация истории развития озера Яновского.

Первоначальное джеметинское озеро (слой 10) прекратило свое существование. Вероятно, причиной тому одна из внутриджеметинских регрессивных фаз. На участке ЮС-1 в это время, возможно, протекал ручей (песок слоя 9).

Затем при последующей трансгрессивной фазе здесь были лагунно-болотные условия (слой 8). Позже на территории возник более глубокий водоём периодически имевшим связь с Ахтанизовскими лиманами – условия озера (слой 7) и лагуны (слой 6).

Далее в фанагорийское время (около 2,6 тыс. л. н.) связь с другими водоёмами прекратилась, и лагуна высохла (слой 5). В нимфейское время на участке ЮС-1 вновь возникло озеро (слой 4), на пике трансгрессии сменившееся лагуной (слой 3).

Затем на современном этапе лагуна потеряла связь с Ахтанизовским лиманом и превратилась в медленно пересыхающее озеро (слой 2). Около 40 лет назад озеро

Яновского полностью высохло, и теперь здесь формируется примитивная солончаковая почва (слой 1) [5].

Автор выражает благодарность участникам полевой экспедиции и заведующей НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Т. А. Яниной.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ №20-35-90067.

Литература

1. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А. и др. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани. М., ГЕОС. 2010. 728 с
2. Богучарсков В.Т., Иванов А.А. Дельта Кубани. Ростов-на-Дону, Ростовский Университет, 1979. 108 с.
3. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М., Академия Наук СССР. 1962. 191 с.
4. Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М., Изд-во Акад. наук СССР. 1963. 211 с.
5. Измайлов Я.А. Позднеголоценовые морские береговые валы в дельте реки Кубани // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. 2010. С. 71–78.

Н.А. Тюнин

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

К ЛИТОЛОГИИ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕЛЬТЫ КАЗАЧЬЕГО ЕРИКА – ПЕРЕВОЛОКИ (АХТАНИЗОВСКИЕ ЛИМАНЫ, ДЕЛЬТА КУБАНИ)

Дельта Кубани занимает аллювиально-морскую Прикубанскую низменность на западе Предкавказья (Краснодарский край). В прибрежной зоне дельты находится более 600 водоёмов, традиционно именуемых лиманами. В юго-западной части дельты, к Азовскому морю примыкает Ахтанизовская группа лиманов. Её юго-восточная часть в период 1860–1910-х гг. была занесена речными наносами кубанского рукава Казачий Ерик. После 1911 г. Казачий Ерик сильно обмелел и основной водный сток левого рукава Кубани перенаправился в сторону г. Темрюк [1, 2].

Летом 2021 г. в дистальной части дельты Казачьего Ерика–Переволоки экспедицией НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (Н. А. Тюнин, В. Р. Беляев, Д. М. Лобачева, Д. В. Семиколенных, Ю. В. Рымар) машинным буром (ООО «ГРИС») была сделана скважина КЕ-21 (45°15'15,3" с. ш., 37°18'24,5" в. д.; +0,57 м БС) глубиной 18 м для изучения состава отложений.

По результатам фациально-литологического, малакофаунистического (Н. А. Тюнин) анализов и радиоуглеродного датирования (Х. А. Арсланов, Институт наук о Земле СПбГУ) были выделены следующие слои (Таблица).

Таблица. Литология скважины КЕ-21 [3]

Номер слоя	Абсолютная высота DGPS (м)	Литология слоя	Малакофаунистический состав	Датировка С14, калиброванных лет, с инверсией
1	+0,57...-0,48	Легкий суглинок сизо-серый и супесь серая	-	-
2	-0,48...-1,43	Песок, супесь и легкий суглинок бежевые и сизо-серые	-	-
3	-1,43...-3,98	Тяжелый суглинок сизовато-темно-серый (до черного)	-	-
4	-3,98...-5,43	Тяжелый суглинок-глина сизовато-темно-серая	<i>C. glaucum</i> (83%), <i>M. galloprovincialis</i> (12%), <i>D. trunculus</i> и <i>T. reticulata</i> (по 2-3%)	930±90 (ЛУ-10480) 1210±70 (ЛУ-10481)
5	-5,43...-9,43	Тяжелый суглинок и глина сизовато-темно-серые, ожелезненные	<i>C. glaucum</i> (77%), <i>B. reticulatum</i> (21%), <i>D. trunculus</i> (2%), <i>M. galloprovincialis</i> и <i>T. reticulata</i> (по <1%)	5040±130 (ЛУ-10482) 4220±130 (ЛУ-10483)
6	-9,43...-11,43	Песок (кern выпал)	-	-
7	-11,43...-17,43	Суглинки и глина сизо-темная серая	<i>C. glaucum</i> (80%), <i>B. reticulatum</i> (12%), <i>M. galloprovincialis</i> (4%), <i>D. trunculus</i> (3%) и <i>T. reticulata</i> (1%)	4100±130 (ЛУ-10484) 4080±130 (ЛУ-10485)
8	Ниже -17,43	Песок рыжий	-	-

Стоит отметить, что стратиграфическое положение слоев 6–8 предполагает их более древний возраст, чем 5 тыс. лет назад. Размер частиц находится в прямой зависимости от динамики среды. Темная окраска указывает на повышенное содержание органики, а сизая окраска – на водозастойные закисные условия осадконакопления. Наличие ожелезнения свидетельствует об окислительной обстановке, что отражает либо субаэральные условия осадконакопления или постседиментационные преобразования в подобных же условиях (стратиграфический перерыв). Раковинный состав слоев 4, 5, 7 отражает солоноватоводные условия лагуны. С учетом дат и голоценовой истории Азово-Черноморского бассейна история участка КЕ-21 представляется следующей [4].

В витязевское время (8,7–7,9 тыс. л. н.) Азовское море впервые достигло данной территории, впрочем, данные отложения вряд ли были вскрыты скважиной КЕ-21. Во время витязевско-каламитской регрессии (7,9 тыс. л. н.) море заметно отступило, и на этом участке, вероятно, протекал один из рукавов Кубани (слой 8). В каламитское время (7,9–6,8 тыс. л. н.) уровень моря вновь поднялся, на фоне его небольших флуктуаций здесь развивались озерно-лагунные условия (слой 7). В каламитско-джеметинскую регрессию (около 6,8 тыс. л. н.) условия (слой 6) были аналогичны условиям формирования слоя 8. В раннеджеметинское время (6,8–5,0 тыс. л. н.) уровень вновь поднялся, и здесь сформировалась лагуна (слой 5). В позднеджеметинско-ранненимфейское время (5,0–1,2 тыс. л. н.) интенсивное осадконакопление привело к

исчезновению водоёма и господству континентальных условий (ожелезненная кровля слоя 5) [5].

В позднемимфейское время Ахтанизовский «лиман» затопил участок КЕ-21 – сначала возникла лагуна (1,2–0,9 тыс. л. н.; слой 4), а затем внутридельтовое озеро (0,9–0,15 тыс. л. н.; слой 3). В период с 1860-х гг. по 1911 г. главный левый рукав Кубани впадал в юго-восточный угол Ахтанизовского лимана. На участке КЕ-21, вероятно, было русло или прирусловая пойма Переволоки – побочной протоки Казачьего Ерика. После переформирования русловой сети Кубани в 1911 г. на данном участке формируется пойма, частично перерабатываемая почвенными процессами [1, 2, 5].

Автор выражает благодарность участникам полевой экспедиции и заведующей НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Т. А. Яниной, коллективу ООО «ГРИС» и Х. А. Арсланову

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ №20-35-90067.

Литература

1. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Иванов А.А. и др. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани. М., ГЕОС. 2010. 728 с
2. Богучарсков В.Т., Иванов А.А. Дельта Кубани. Ростов-на-Дону, Ростовский Университет, 1979. 108 с.
3. Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М., Изд-во Акад. наук СССР. 1963. 211 с.
4. Блюм Н.С., Болиховская Н.С., Большаков В.А. и др. Методы палеогеографических реконструкций. М., Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
5. Измайлов Я.А. Позднеголоценовые морские береговые валы в дельте реки Кубани // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. 2010. С. 71–78.

Хао Юэсян, Т.А. Шарданова

МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КРЕМНЕВЫХ КОМПОНЕНТОВ В ГРАПТОЛИТОВЫХ СЛАНЦАХ НИЖНЕГО СИЛУРА КИТАЯ

Наиболее интересными объектами для разведки и разработки месторождений сланцевого газа Китая являются породы формация Лонмаси нижнесилурийского возраста в районе провинции Сычуань. Они представлены высокоуглеродистыми, преимущественно пелитоморфными разностями смешанного известково-глинисто-кремневого состава и формировались в относительно глубоководном бассейне шельфового типа. Снизу вверх по разрезу отмечено: увеличение размерности терригенной и эдафогенной примеси и уменьшение кремневой составляющей [1, 2]. Самые нижние интервалы формации (слой Лон I₁¹) характеризуются повышенным содержанием

органического вещества (ОВ) до 15 % и индексом хрупкости. Корреляция между преимущественным минеральным составом и индексом хрупкости, рассчитанная с использованием объемно-минералогической модели [3], показала прямую зависимость последнего от содержания кварца в породе. При содержании кремнезема 75–85 % и ТОС 4,6–6,1 % индекс хрупкости 70–73 %, а при содержании кремнезема 22,5–40 % и ТОС 3,4–4,7 % индекс хрупкости 59–62 %. В связи с прямой корреляцией содержания ТОС и кварца с адсорбционной газоемкостью сланцевого пласта, возникает необходимость более детально изучить природу кремневых компонентов и их распределения в разрезе.

На основе технологии количественного сканирования минералов (QemScan) построено вертикальное распределение относительного содержания кварцевых компонентов (рис. 1). Данные показывают, что в подкомплексе Лон I₁ в слоях Лон I₁¹, Лон I₁², Лон I₁³ и Лон I₁⁴ [1], содержание кварцевого компонента в целом постепенно снижается снизу вверх, причем область его высокого значения в основном распределена в слое Лон I₁¹.

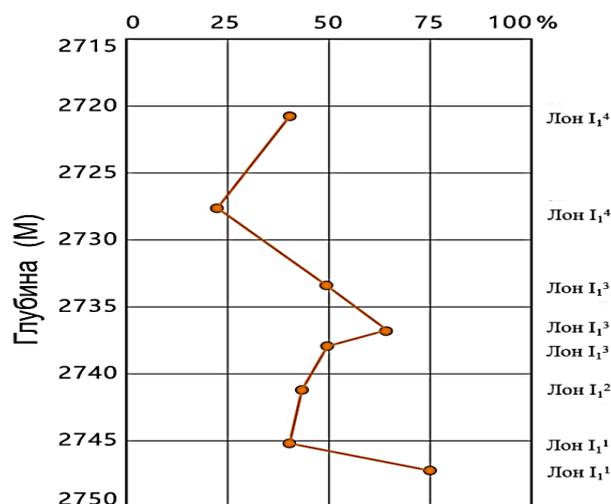


Рисунок 1. Вертикальное распределение содержания кварца в подкомплексе Лон I₁.

В результате детальных исследований были выделены следующие типы кварца:

А) «Биогенный» кварц, сформированный по радиоляриям, которые имеют агрегатное строение, очевидную круговую форму; а также по спикулам губок, которые замещаются скрытокристаллическим кварцем и халцедоном, с общим диаметром более 500 мкм.

Б) Кварц, преобразованный из глинистых минералов, существует в форме зернистых кристаллов неправильной формы или их скоплениях. Размер подобных зерен часто относительно невелик, обычно менее 30 мкм (рис. 2. а, b, c). С другой стороны, существует точка зрения, что источником кремнезема являлся синхронный вулканизм. Китайские исследователи [4] выявляют многочисленные пепловые горизонты в нижнесилурийских граптолитовых сланцах и подчеркивают взаимосвязь этого процесса

с обогащением осадков органическим веществом и, вероятно, обогащением аутигенным кварцем.

С) Обломочный кварц с неровными краями, в некоторых частицах видны трещины. Кроме того, размер зерен терригенного обломочного кварца относительно велик, обычно превышает 30 мкм (рис. 2. d, e, f).

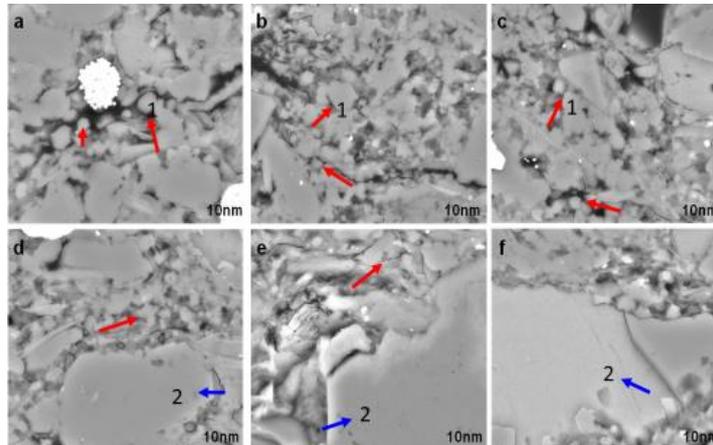


Рисунок 2. Морфология кварца различного генезиса в слое Лон I_1^3 (кварц аутигенный -1 и терригенный-2)

Анализ распределения разных типов кварца показал преобладание биогенного кварца в слое I_1^1 с повышенным содержанием ОВ. Петрохимические модули показали преимущественно анаэробную обстановку осадконакопления [2]. Вверх по разрезу его содержание уменьшается. Содержание терригенного кварца повышается в слоях I_1^2 и I_1^4 и совпадает с пониженными значениями ОВ и с обстановкой, обедненной кислородом. Доля аутигенного кварца постепенно увеличивается в верх по разрезу, в связи с возрастанием доли глинистых компонентов в общем объеме породы.

Можно предположить, что нижний слой I_1^1 формировался в период максимальной трансгрессии с ограниченной циркуляцией придонных вод, что способствовало сохранению ОВ и преобладанием планктонногенной седиментации. Постепенное понижение уровня моря было неравномерным и в периоды формирования слоев I_1^2 и I_1^4 , вероятно, происходило усиление скорости падения, которое сопровождалось выносом терригенного материала суспензионными потоками.

Литература

1. Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Особенности строения высокоуглеродистых пород на примере нижнесилурийских отложений в депрессии Сычуань платформы Янцзы // Вестн. моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 84–88
2. Хао Юэсян, Шарданова Т.А., Хуан Чунсин. Литолого-геохимическая характеристика граптолитовых сланцев нижнего силура (платформа Янцзы, КНР) // Вестн. моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 81–86

3. Jarvie D.M., Hill R.J., Ruble T.E., Pollastro R.M. Unconventional shale-gas systems: the Mississippian Barnett Shale of North-Central Texas as one model for thermogenic shale-gas assessment: AAPG Bulletin, v. 91. 2007. Pp. 475 – 499.

4. 邱振, 卢斌, 陈振宏, 张蓉, 董大忠, 王红岩, 邱军利. 火山灰沉积与页岩有机质富集关系探讨 -以五峰组—龙马溪组含气页岩为例 (Qiu Zhen, Lu Bin et al. Discussion of the Relationship between Volcanic Ash Layers and Organic Enrichment of Black Shale: A case study of the Wufeng-Longmaxi gas shales in the Sichuan Basin// Chinese Journal of Sedimentation, Vol.37, No.6, 2019. P. 1297–1308.

*А.С. Хаюзкин, В.П. Морозов, О.Ю. Андрушкевич, А.Н. Кольчугин, А.Г. Николаев,
Н.С. Захарова*

Казанский Федеральный Университет, г. Казань

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КАЛЬЦИТОВЫХ ПРОЖИЛКАХ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НГП

Доманиковые отложения, распространенные на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в пределах семилукского горизонта франского яруса верхнего девона, в литологическом отношении представляют собой разрез, сложенный переслаивающимися известняками и карбонатно-кремнистыми породами, обогащенными органическим веществом. При этом в разрезах наблюдается вторичная кальцитизация и доломитизация пород. Многочисленные кальцитовые прожилки обнаруживаются даже при макроскопическом изучении керн. Это могут быть как трещины синерезиса, встречающиеся в карбонатно-кремнистом литотипе, обогащенном ОВ, так и вторичные прожилки, секущие весь разрез.

Целью настоящей работы являлось изучение температур гомогенизации флюидных включений в кальцитовых прожилках доманикитов Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины.

При изучении флюидных включений в кальцитовых прожилках доманиковых отложений Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины было выявлено 4 типа флюидных включений: однофазные насыщенные и ненасыщенные углеводородами, а также двухфазные насыщенные и ненасыщенные углеводородами.

Размеры включений составляли от 3 до 10 мкм, поэтому выявление солености и состава раствора, из которого кристаллизовались рассматриваемые прожилки, не представлялось возможным. Однако, наличие флюидных включений, насыщенных углеводородами, указывает на сложный состав флюидов, из которых кристаллизовались кальцитовые прожилки. Такие флюиды, видимо, состояли из смеси водно-солевого раствора и углеводородов.

Однофазные включения сложены лишь жидкой фазой. Двухфазные включения представляли собой включения, в составе которых наблюдалась газовая и жидкая фаза. Для двухфазных флюидных включений, визуально ненасыщенных углеводородами, были определены температуры гомогенизации, указывающие на минимальные температуры кристаллизации кальцитовых прожилков в доманиковых отложениях.

Выявлено, что температуры гомогенизации включений в кальцитовых прожилках в доманикитах Южно-Татарского свода варьировали от 63 °С до 180 °С. Различные температуры гомогенизации включений, визуально ненасыщенных углеводородами, вероятнее всего, могут быть вызваны присутствием в них углеводородов, главным образом, в газовой фазе. Присутствие углеводородов может существенным образом исказить истинные температуры гомогенизации включений. Вероятно, именно самые низкие температуры из выявленных являются наиболее достоверными. Таким образом, можно говорить, что температуры формирования вторичных агрегатов кальцита в доманикитах Южно-Татарского свода составляли в среднем 63 °С. Это отвечает самым ранним стадиям процесса нефтегенерации или границе протокатагенеза-мезокатагенеза. Температуры гомогенизации включений в кальцитовых прожилках доманикитов Бузулукской впадины варьировали от 98 до 135 °С. Следовательно, по тем же причинам температуры кристаллизации вторичного кальцита составляли порядка 98 °С. Такие температуры соответствуют градации катагенеза МК₂. Меньшие максимальные значения разброса температур, относительно включений Южно-Татарского свода, видимо, указывают на присутствие во включениях более легких углеводородов, имеющих меньшую молекулярную массу, и завышающих температуры гомогенизации в меньшей степени. Это является следствием того, что доманикиты Бузулукской впадины претерпели более высокие градации катагенеза, и, органическое вещество, вмещаемое доманикитами более зрелое. Так, по данным пиролитических исследований доманикиты Южно-Татарского свода находятся на градациях катагенеза ПК₃-МК₁, в то время как доманикиты Бузулукской впадины на подстадиях МК₂-МК₃.

Примечательно, что минимальные температуры кристаллизации кальцитовых прожилков соответствуют температурам прогрева доманиковых отложений, полученных исходя из интерпретации результатов пиролитических исследований.

Таким образом, представляются реальными следующие выводы:

1. Кальцитовые прожилки доманиковых отложений кристаллизовались из флюидов, содержащих водно-солевой раствор и углеводороды;
2. Процесс кристаллизации кальцитовых прожилков доманиковых отложений начался сразу после выхода отложений из максимальных температур их прогрева;
3. При измерении температур гомогенизации флюидных включений на объектах, насыщенных углеводородами или вмещающих органическое вещество, значения температур гомогенизации могут быть завышены, по причине содержания во включениях углеводородов;

4. За истинные температуры гомогенизации в таких случаях следует принимать минимальные полученные температуры гомогенизации включений.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2020-931 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

*А.В. Храмцова¹, М.В. Лебедев¹, В.Е. Васильев², А.Н. Бабурин¹, Л.А. Дубровина¹,
Г.Л. Розбаева¹*

¹ООО «ТННЦ», г. Тюмень

²АО «ИГиРГИ», г. Москва

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАК ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ФАЦИАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ КЛИНОФОРМНОГО НЕОКОМА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С целью детализации строения неомского комплекса и прогноза перспективных зон нефтегазонакопления выполнен комплексный анализ имеющейся геолого-геофизической информации с применением концепции секвенс-стратиграфии [2].

Район работ расположен в Енисей-Хатангской нефтегазоносной области, приурочен к одноименному региональному прогибу. Объектом исследований являлись нижнемеловые отложения берриас-валанжин-готеривского возраста Енисей-Хатангского лито-фациального района [1]. Нижнемеловые отложения имеют клиноформное строение и залегают с размывом на разновозрастных отложениях яновстанской/гольчихинской и сиговской свит. Мощность клиноформного комплекса составляет более 2000 м.

В результате интерпретации 2D и 3D сейсмических материалов и ГИС, с учетом данных по керну и возрастным определений в районе исследования выделено 8 генетических секвенсов III порядка (снизу вверх по разрезу): тагринский (tg), урьевский (ur), самбургский (smb), савуйский (sv), чеускинский (ch), сармановский (sm), тепловский (tpl) и пимский (pm). Название секвенсов авторы приводят по региональным маркирующим глинистым пачкам [1]. В пределах каждого секвенса прослежены основные секвенс-стратиграфические поверхности и выделены системные тракты, образующие секвенсы III-его порядка: высокого стояния (HST), падения относительного уровня моря (FSST), низкого стояния (LST) и трансгрессивный (TST). Для каждого системного тракта авторами построены палеогеографические схемы с целью прогноза пород-коллекторов. По результатам анализа керна и ГИС, картам временных толщин и сейсмических атрибутов (RMS) выделены зоны развития песчаных отложений дельтового комплекса и/или пляжей и глубоководных конусов выноса. Снос материала происходил с юго-востока на северо-запад.

На стадии HST основной объем песчаного материала накапливался в пределах прибрежной равнины и мелководного морского бассейна. Прибрежную равнину пересекали многочисленные распределительные каналы дельты. Дельты эволюционировали и их тип менялся от речного до волнового. На удалении от распределительных каналов формировались песчаные валы предфронтальной зоны пляжа. Песчаники подводной части дельты преимущественно средне-мелкозернистые с массивными, косослоистыми, биотурбационными текстурами, отмечаются крупные остатки обломков древесины и фауны. Наличие в песчаниках штормовых слойков чередующихся с песчаниками интенсивно биотурбированными свидетельствует о волновой переработке осадков, а наличие жидких илов и фитодетритовых импульсов свидетельствует о дельтовом питании приемного бассейна. В фондоформных частях HST, сформированных в относительно глубокой части морского бассейна, выделены маломощные песчаники оползней и мелкоководных конусов выноса. Наличие ачимовских песчаников в HST III-его порядка, вероятно, связано с системными трактами FSST и LST более высокого порядка, входящими в состав образующих их парасеквенсов (секвенсов IV-ого порядка). Формирование ачимовских отложений связано с крупной дельтовой системой, которая поставляла материал к бровке палеошельфа.

На стадии FSST при максимальном смещении береговой линии в сторону мелкоководной впадины уменьшилась область развития мелкого моря. В пределах относительно узкого морского мелководья формировались преимущественно алевролиты мелкозернистые глинистые и аргиллиты алевритовые. Реликты песчаников подводной части дельты или предфронтальной зоны пляжа сохранялись в пониженных участках морского дна при неполном осушении шельфа. Основной объем песчаников мелкозернистых, мелко-тонкозернистых и алевролитов крупнозернистых формировался в мелкоководной части морского бассейна, в пределах подводных конусов выноса и турбидитовых каналов. Характерными их признаками являются массивная, градиционная, конволютная текстуры, знаки нагрузки на контакте слоев, отсутствие штормовых слойков и интенсивной биотурбационной переработки осадков. Глубоководные конусы выноса от радиальной до удлиненной формы, с многоточечными источниками питания имеют распространения вдоль бровки палеошельфа. Мощность песчаников турбидитовых лопастей и каналов не превышает 20 м.

На стадии LST несколько увеличивается область морского мелководья по сравнению со стадией FSST. В этой области накапливались отложения фронта дельты, представленные алевролитами крупнозернистыми и песчаниками мелкозернистыми с бугорчатой, косой, пологоволнистой слоистостью, слабо биотурбированными (*Thalassinoides*, *Planolites*, *Ophiomorpha*, *Asterosoma*). В мелкоководной части морского бассейна формировались песчаники тонко-мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые конусов выноса и турбидитовых каналов.

Выводы. На основании методики секвенс-стратиграфии выполнена детализация неокомского клиноформного комплекса северной части Западной Сибири и выделено 8 секвенсов III порядка. Установлено преимущественное накопление песчаников глубоководных конусов выноса и каналов в состав системных трактов FSST и LST и, возможное их формирование на HST. Песчаники аллювиального и дельтового комплексов, подводного берегового склона связаны с системными трактами HST, LST.

Литература

1. Постановление по стратиграфическим схемам меловых отложений Западной Сибири // Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. Вып. 36. С. 5–7.
2. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature / O. Catuneanu, W.E. Galloway, C.G.St.C. Kendall et al. // Newsletters on Stratigraphy. 2011. V. 44. P. 173–245.

А.В. Черешинский

Воронежский государственный университет, г. Воронеж

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИОЦЕНА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

На территории Воронежской антеклизы (ВА) неогеновые отложения, представленные миоценом и плиоценом, достаточно широко распространены [1, 2]. Миоценовые отложения в пределах восточного склона Среднерусской возвышенности представлены образованиями берекской (олигоцен-миоцен), новопетровской и красноярской свит, ламкинской и горелкинской серий и нижнеусманской подсерией. Формирование рассматриваемых образований происходило в олигоцен-четвертичный этап осадконакопления. Данный этап характеризуется общим поднятием территории и регрессией моря в сторону Паратетиса [3].

Трансгрессивная часть цикла соответствует берекскому времени, отложения накапливались в мелководных и прибрежно-морских условиях. В настоящее время отложения берекской свиты сохранились только на наиболее высоких водоразделах, где они с размывом залегают на более древних палеогеновых или верхнемеловых породах. Данные образования развиты преимущественно на юго-западе и северо-востоке рассматриваемой территории. В разрезах преобладают пески, реже встречаются алевролиты, иногда отмечаются прослой глини и песчаников. Песчаные породы берекской свиты характеризуются рутил-дистен-циркон-ильменитовой ассоциацией минералов. С образованиями берекской свиты связаны пункты минерализации (ПМ) титан-циркониевых россыпей. На юго-западе рассматриваемой площади выявлено 3 ПМ Ti и Zr – Расховецкий, Быковский и Соколовский. Максимальные содержания установлены в пункте минерализации Расховецкий. Выход тяжелой фракции – 3,25 %, количество

«условного ильменита», при принятии коэффициентов, для ильменита – 1, лейкоксена – 3, рутила – 4, циркона – 4, составляет 47,5–151,5 кг/м³.

С середины раннего миоцена начинается регрессивный неотектонический этап, он характеризуется установлением континентального режима, формированием поверхностей выравнивания и первых речных долин. С данным этапом связано формирование новопетровских и краснояржских отложений небольшой мощности. Образования этого возраста выделены на рассматриваемой территории впервые, имеют ограниченное распространение и отмечаются только на юго-западе площади. Они сохранились в виде останцов на самых высоких водоразделах, залегают с размывом на породах берекской свиты, перекрываются четвертичными суглинками и представлены тонко- мелкозернистыми песками с прослоями глин. В отдельных разрезах глины преобладают над песками.

С породами новопетровской и краснояржской свит связано Ефросимовское проявление керамических глин и Малокарповский ПМ Ti и Zr. В Ефросимовском проявлении отмечается глинисто-песчаная толща новопетровско-краснояржского времени, формирование отложений, по-видимому, происходило в остаточном озерном бассейне. Мощность полезной толщи 8 м, вскрыши 11,8 м. Глины по своему составу полукислые, содержание Al₂O₃ колеблется от 18,9 до 26,9 %, количество красящих оксидов от низкого до высокого.

Малокарповский пункт минерализации титан-циркониевых россыпей приурочен к пескам миоценовой мономиктовой кварцевой формации. Формирование ПМ происходило при перемыве нижележащих образований берекской свиты, содержащих повышенные концентрации Ti и Zr. Количество «условного ильменита» не велико и составляет 16,5 кг/м³. Данные образования имеют низкое собственное промышленное значение, их разработка возможна только совместно с нижележащими породами берекской свиты.

Аллювиальные образования среднего миоцена (ламкинская и горелкинская серии) по своему строению и типу отложений отличаются от раннемиоценовых. Данные образования выделены на рассматриваемой территории впервые и прослеживаются вдоль долин крупных рек, где они выполняют погребенные долины, вытянутые с севера на юг. Абсолютная высота ложа долины около 135–167 м в осевой части и до 180 м в ее верховьях. Отложения представлены преимущественно песками с прослоями глин, алевроитов и песчаников. В основании разреза присутствует плохо выраженный базальный горизонт, в песках отмечается наличие косо слоистой. С образованиями ламкинской и горелкинской серий связаны проявления керамических глин – Воскресеновское и Дубовецкое. Формирование пород полезной толщи происходило в старично-болотных условиях, глины отличаются полиминеральностью с преобладанием иллита и каолинита. Глины кислые и полукислые (содержание Al₂O₃ – 9,6–20,5 %) со средним и высоким содержанием красящих оксидов. Песчаные образования ламкинской

и горелкинской серий характеризуются низким выходом минералов тяжелой фракции, максимальное их содержание в изученных пробах не превышает 0,2 %.

В позднемиоценовый этап формировались песчано-глинистые образования нижнеусманской подсерии. Они развиты преимущественно на северо-востоке рассматриваемой территории. С песчаными отложениями связаны три пункта минерализации Ti и Zr – Сине-Липяговский, Кочетовский и Голубевский. Формирование россыпей происходило за счет перемыва и шлихования материала на прирусловых отмелях. Источниками сноса служили песчаные образования палеогена и нижнего мела. Максимальные содержания установлены в ПМ Сине-Липяговский, минералы титана и циркония приурочены преимущественно к верхней и нижней частям разреза – от 15 до 167,5 кг/м³ условного ильменита.

Литература

1. Миоцен Окско-Донской равнины. Под ред. С. М. Шика и В. П. Гричука. М., 1977. 248 с.
2. Холмовой Г. В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1993. 100 с.
3. Савко А. Д. Геология Воронежской антеклизы. Труды научно-исследовательского института геологии. Воронеж, Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. Вып. 12. 165 с.

В.В. Чуркина

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

БИОТУРБАЦИЯ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ КОЛЛЕКТОРАХ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ФЕС

Для многих нефтяных компаний территория Каспийского моря является одним из главных стратегических объектов в экономике. Огромные запасы нефти и газа заключены в полимиктовых песчаных коллекторах, которые характеризуются высокой неоднородностью и слабой согласованностью фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Высокая глинистость и низкая проницаемость этих коллекторов определяют сложность строения углеводородных залежей. В связи с этим, цель исследований заключается в литологическом объяснении неоднозначных свойств песчаных полимиктовых коллекторов и их взаимосвязи с петрофизическими характеристиками для дальнейшей разработки месторождений.

Объектом исследования являются нижнемеловые (апт-альбские) терригенные коллекторы Северо-Каспийского района, расположенные в 150–200 км от г. Астрахань. Отложения апта (K_{1a}) представлены глинистыми биотурбированными тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями известняков и глауконитовых разностей, с линзовидной и тонкой горизонтальной слоистостью. Альбские (K_{1al}) породы схожи, но отличаются повышенной глинистостью и меньшим содержанием

песчаной фракции. Разность состава связана с различными условиями осадконакопления: аптские отложения формировались преимущественно в мелководно-морских частях бассейна, альбские – в относительно глубоководных шельфовых областях.

При описании керна 6 опорных скважин удалось выделить набор ихнофоссилий, характерных для ихнофашии *Cruziana*. Основные виды представлены *Phycosiphon*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Asterosoma* и *Chondrites*. Степень биотурбации сильно варьируется, индекс по шкале Дрозера-Боттье [1] изменяется от 0 до 5. Данная ихнофашия соответствует мелководно-морским и шельфовым обстановкам с разной гидродинамикой. Виды *Arenicolites*, *Phycosiphon* могут служить индикаторами штормовых процессов, что подтверждается литологией скважин. Следы *Chondrites* в большом количестве встречаются в альбе, в редких случаях в апте, и часто характеризуют трансгрессивные отложения. Они напрямую связаны с максимальными интервалами затопления [2]. Более того, эти ходы увеличивают проницаемость породы, если выполнены песчаным или алевроитовым материалом. *Phycosiphon* практически не встречается в альбских отложениях, но доминирует в аптских, увеличивает пористость и проницаемость породы также за счет привнесения песчаного материала (Таблица). Проницаемость и сопротивление сильнобиотурбированных пород других видов ихнофоссилий (*Planolites*, *Asterosoma* и некоторые *Chondrites*) падает за счет возрастания неоднородности отложений и привноса глинистого материала.

Таблица. Сопоставление параметров пористости и проницаемости с видами биотурбации

Апт						Альб				
Скв. 8Р										
Вид	<i>Phycosiphon</i>	<i>Chondrites</i>	<i>Planolites</i>	<i>Phycosiphon u Chondrites</i>	<i>Palaeophycus</i>	Вид	<i>Chondrites</i>	<i>Planolites u Chondrites</i>	<i>Planolites</i>	<i>Phycosiphon u Chondrites</i>
Кп	24,4	23,2	-	22,3	-	Кп	21,7	-	24,4	23,5
Кпр	15,4	23,6	-	14,0	-	Кпр	19,5	-	7,8	19,4
Скв. 9бис										
Кп	20,9	20,8	22,7	23,6	20,4	Кп	24,8/ 13*	24,8	-	-
Кпр	7,0	34,6	4,4	2,7	7,1	Кпр	25,2/19,3*	25,2	-	-
Скв. 10Р										
Кп	23,3	24,0	-	-	-	Кп	-	23,8	-	-
Кпр	15,7	10,6	-	-	-	Кпр	-	12,4	-	-

* - единичные ходы

В шлифах алевроитовых и песчаных пород с текстурами биотурбации выделяется неравномерно распределенный глинистый цемент смектит-хлорит-каолинитового состава (содержание варьирует от 10 % до 15 %). Несмотря на высокую глинистость, пористость достигает 21 % и представлена многочисленными межзерновыми порами. Это связано с тем, что при переработке материала организмами, упаковка и

взаимоотношение зерен меняются, и начинают преобладать точечные контакты компонентов.

Зависимость ФЕС песчаных коллекторов от биотурбации рассматривали многие исследователи, занимающиеся отложениями юрско-мелового возраста Западной Сибири [3, 4, 5]. В этих работах не прослеживается четкая взаимосвязь между видами ихнофоссилий и пористостью/проницаемостью пород, однако доказано их значительное влияние на формирование коллекторов.

Раннемеловые отложения Северного Каспия отличаются от многих терригенных коллекторов повышенным содержанием глин и низким содержанием песчаного материала. Таким образом, можно предположить, что определенные виды ихнофоссилий играют одну из важных ролей в формировании коллекторов.

Литература

1. *Droser M.D., Bottjer D.J.* A semiquantitative field classification of ichnofabric // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1986. № 56. pp. 558–559.
2. *Knaust D.* Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation // Springer International Publishing AG. 2017. p. 209.
3. *Потапова А.С., Кудаманов А.И., Ярунова Н.К., Студнев Е.А.* Использование ихнофацеального анализа керна для локализации перспективных зон в отложениях турона (Русское месторождение, Западная Сибирь). XIX научно-практическая конференция «Геология и разработка месторождений с трудноизвлекаемыми запасами», 2020.
4. *Сазоненко Д.Ф.* Биотурбация в коллекторах раннемелового возраста в Шаимском НГР Западной Сибири. IX Всероссийское литологическое совещание – Казань: Издательство Казанского университета, 2019. 214 с.
5. *Бегма Д.С.* Литолого-фацеальные особенности строения верхнеюрских отложений месторождения Т. Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 109–122.

Г.Х. Шайхутдинова, Е.В. Гибадуллина, А.Н. Мирхашимов

Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть» в г. Перми

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОГАЛЫМСКОГО РЕГИОНА С ЦЕЛЬЮ ИЗУЧЕНИЯ ИХ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ

Разрез баженовской свиты (БС) представлен на территории Когалымского региона чередованием карбонатно-глинисто-кремнистых пород с высоким содержанием органического вещества. Соотношение слоев в керновом материале разнообразно: от ненарушенного залегания до иных слоев со сложными текстурно-структурными особенностями пород, характерные для нормального разреза БС. В породах из зон

распределения аномального разреза (АР) БС отмечаются следы смятия, трещин напряжения, деформации.

Уникальным примером развития пластических деформаций в зоне АРБ и характеризующий внедрившуюся песчано-алевритовую брекчию как «промежуточный» коллектор является керн скважины 431Р месторождения им. Усольцева (Имилорского) месторождения. В Центре исследования керна и пластовых флюидов (г. Когалым) проведен комплекс лабораторных исследований керна по изучаемой скважине, включающий в себя оптико-петрографические и геохимические виды исследований, данные рентгено-структурного анализа и фильтрационно-емкостных свойств пород (ФЕС) [1]. Возникающие деформационные текстуры в нормальном и аномальном разрезах баженовской свиты усложняют геометрию коллекторов, тем самым ухудшая коллекторские свойства пород по сравнению с их исходным состоянием.

В результате исследований образцов пород, отобранных из зон трещиноватости на контакте битуминозных пород БС с песчано-алевритовыми породам, подтверждена гипотеза о естественном флюидоразрыве пород БС в зонах АР, как главном механизме первичной миграции нефти (Рисунок). Детальное литолого-геохимическое изучение механизма миграции нефти на примере месторождения им. Усольцева позволяет расширить представления о коллекторских, нефтематеринских свойствах баженовской свиты, процессах миграции УВ в зонах АР и в дальнейшем прогнозировать ФЕС этой свиты на региональном уровне [2].

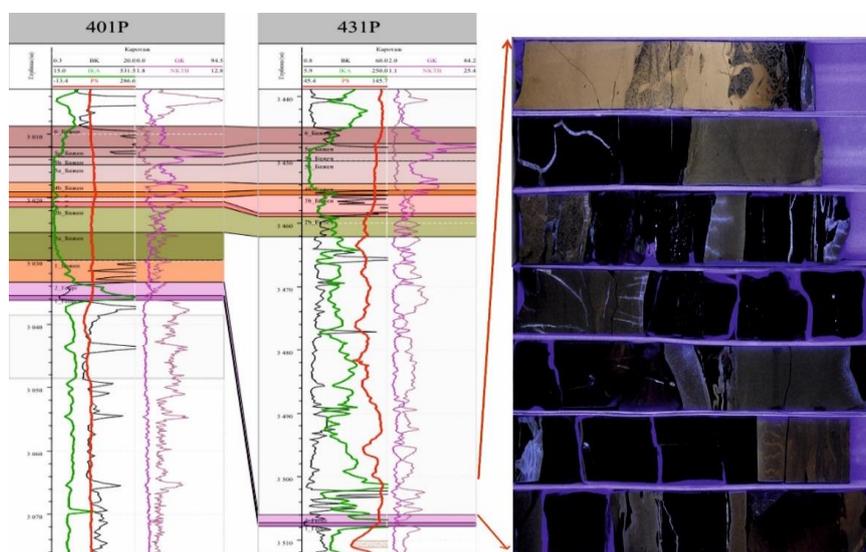


Рисунок. Точки отбора образцов в скважине 431Р месторождения им. Усольцева (Имилорское), фотографии керна при дневном и УФ освещении

В работе продемонстрированы примеры гравитационных и сейсмических деформаций слаболитифицированных пород баженовско-георгиевского комплекса.

Детальное изучение которых в дальнейшем позволит уточнять генезис исследуемых пород и выявлять закономерности их распределения в зонах развития нормального и аномального разрезов баженовской свиты, что позволит учесть неоднородность её коллекторов при проектировании и анализе разработки. Наша цель – научиться их прогнозировать по сейсмическим оценкам интенсивности тектонических движений.

Литература

1. *Баженова О.К., Бурлин Ю.К.* Геология и геохимия нефти и газа / Учебник, 3-е изд., перераб. и доп. М: МГУ. 2012. 432 с.
2. *Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н.* Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири. Литосфера, 19 (2), 209-227. DOI: 10.24930/1681-9004

Т. А. Шарданова

МГУ имени М. В. Ломоносова, г. Москва

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Литолого-фациальные исследования являются одним из основных элементов комплексного геологического изучения осадочных бассейнов для решения задач стратиграфии, тектоники, а также становятся необходимыми для оценки перспектив нефтегазоносности [1, 2]. Особое значение они приобретают при прогнозе, выявлении и изучении ловушек неструктурного типа, сформированными обломочными породами. Описание разреза (керн) начинают с выделения более крупных интервалов (пластов или пачек), отличающихся от выше- и нижележащих частей разреза определенным набором пород, характером переслаивания, мощностями слоев и структурно-текстурными признаками. Были изучены разрезы терригенного, преимущественно алевро-песчаного комплекса, начиная с байосского яруса средней юры до низов сеноманского яруса верхнего мела. Осадочные разрезы представлены грубо циклическим чередованием интервалов преимущественно песчаников значительной мощности (до 20 м) и интервалов тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, реже глин. Анализ структуры, текстуры пород, а также седиментационных включений позволил выделить основные литологические типы пород и обстановки их формирования.

Аллювиально-дельтовая равнина. Выделены две лито-фациальные ассоциации. Первая объединяет песчаники значительной мощности, от мелко- до среднезернистых, с массивной, редко с косою разнонаправленной, пологоволнистой слоистостью. Единичные прослои, насыщены интракластами глинистого и сидеритового состава, реже угля, обломками древесины. Слоистость подчеркнута УРД.

Иногда со следами единичной биотурбации (*Cylindrichnus*), редко с корневыми остатками. Нижние контакты резкие эрозионные. Песчаники в отдельных пластах карбонатизированные. Обилие интракластов указывает на значительный эродирующий эффект речного потока. Присутствие обломков сидерита характерно для следов размыва активными руслами осадков поймы. Для меандрирующих русел характерно перекрытие русловых песчаников песчаниками прирусловых отмелей, создающих аккреционный комплекс. Для последних отмечена крупная косая слоистость, масштаб которой вверх по слою уменьшается. Подобная ассоциация характерна для нижних частей аллювиального цикла и соответствует *обстановке русла, включающая остаточный русловой аллювий, отмели и косы.*

Вторая ассоциация – это преимущественно тонко- и м/з песчаники и глинистые алевролиты, в отдельных пластах глины, углеродистые алевролиты и аргиллиты, а также угли. Толща имеет грубо циклический характер. Выделенные литотипы и их ассоциации отличаются соотношением песчаного и алевро-глинистого состав, для них всех характерно обилие углефицированных корневых остатков, что подтверждает субаэральную обстановку. Слоистость мелкомасштабная косая, косо- и пологоволнистая, горизонтальная, массивная. В подошве отдельные слои нарушены конседиментационными деформациями, отмечаются обломки углефицированной древесины и глинистые интракласты. В алевролитах иногда отмечаются мелкие следы биотурбации (*Planolites*, *Cylindrichnus*, горизонтальные и вертикальные ходы). По всему интервалу отмечаются единичные прослои и линзы угля, стяжения сидерита. Они встречаются по всему разрезу тонкого переслаивания в разных сочетаниях, создавая облик грубо циклической толщи и характерны для *обстановки поймы аллювиальной равнины (возможно, субаэральной дельтовой равнины)* с протоками, каналами прорывов, прирусловыми валами, осадками разливов, остаточными озерами и болотами. В отдельных разрезах доля пойменных отложений и количество прослоев углей увеличивается вверх по разрезу, что позволяет предположить переход к обстановке дельтовой равнины. Подобные комплексы характерны для таноппчинской свиты нижнего мела. Таким образом, этот этап фиксирует время формирования крупной речной системы. Необходимо подчеркнуть, что в изученных разрезах мощные песчаники руслового комплекса (и пласты) не коррелируются между собой, что позволяет предположить их «линзовидный» в поперечном сечении характер, что характерно для речной системы с меандрирующими руслами.

Субаквальная часть дельты. Подобный комплекс выделен для малышевской свиты средней юры и яронгской свиты нижнего мела. Для этого интервала характерно тонкое переслаивание глинисто-алеврито-песчаных слоев с линзовидной, редко сугоризонтальной и фазерной слоистостью. Также характерны: интенсивная биотурбация (*Planolites*, *Thalassinoides*, *Zoophycos?*, *Tei chichnus*, *Skolithos*); встречаются единичные целые раковины двустворок и их обломки; незначительное содержание УРД

и сидерита. Среди глинисто-алеврито-песчаных тонкослоистых интервалов встречены слои песчаников двух типов. Первый тип – алевритистые слабо глинистые м/з, повышенной мощности, с массивной, мелкой косой, субгоризонтальной слоистостью. Слоистость подчеркнута примесью УРД. Нижние контакты резкие, нередко эрозионные, характерна примесь интракластов глинистых пород. Отмечается карбонатизация песчаников. Толщина выделенных слоев 1,3–1,5 м. Можно предположить их формирование в *приливных каналах*. Второй тип - песчаники м/з алевритистые, слабо глинистые, иногда с прослоями и линзами алевролитов. Слоистость субгоризонтальная, реже косоволнистая, косая разно направленная и волнистая, редкая градационная. Отмечена единичная примесь зерен и галек сидерита и намывов УРД. По слою встречаются следы биотурбации *Palaeophycus*, *Macaronichnus* и единичные *Skolithos*. Толщина выделенных слоев 0,8–2,8 м. Можно предположить их формирование в *приливных грядках*. Вероятно, время формирования подобных комплексов фиксирует этап поднятия относительного уровня моря и, по мере его повышения, влияние подводно флювиальных (речных) потоков в субаквальной части дельты ослабевает и авандельта на отдельных участках приобретает черты эстуария.

Относительно глубоководные конуса выноса (Ачимовский клиноформенный комплекс). В результате генетического анализа была выявлена литогенетическая группа *отложений высокоплотностных потоков*, отличающиеся друг от друга преимущественно текстурными особенностями и в меньшей степени гранулометрической характеристикой. Для этой группы характерны: а) обычно значительная мощность; б) резкие, нередко эрозионные нижние границы; в) интракласты осадочных пород могут отсутствовать, сгруппированы или рассеяны по объему породы; г) хорошая сортировка обломочного материала; д) нередко в верхних частях слоев наблюдается примесь глинистого материала и УРД. Все эти признаки указывают на способность потока эродировать дно с формированием русел (каналов), проток разного масштаба. Отложения *низкоплотностных (турбидных) потоков* представлены неравномерным, преимущественно тонким переслаиванием алевролита глинистого и песчаника м-т/з глинистого с горизонтальной, полого- и линзовидно-волнистой и мелкомасштабной косой слоистостью, подчеркнутой УРД. В редких случаях нижние контакты со следами вдавливания. Глинистые слойки в основном с тонкой субгоризонтальной слоистостью. Подобные отложения характерны для намывных валов, которые формируются как в прирусловой, так и в «приустьевой» части русел и проток. Анализ разрезов показал, что соотношение отложений гравитационных потоков разной плотности варьирует не только в пределах разных пластов (в том числе и по площади), но и в пределах одного. Таким образом, по частоте и мощности интервалов разреза, сформированных потоками разной плотности, можно предположить присутствие русел (канал), проток, их устойчивость в рельефе, а также намывных валов в пределах *относительно глубоководного конуса выноса*. Необходимо подчеркнуть, что

практически каждый пласт имеет «регрессивный» характер строения, что отражает продвижение (проградацию) русел или конусов выноса вглубь бассейна в северо-западном направлении. Можно предположить существование нескольких канальных систем.

Литература

1. *Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. т. 54. № 8. С. 972–1012.
2. *Конторович В.А.* Модель геологического строения и перспектив нефтегазоносности неокомских (берриас-нижнеаптских) отложений арктических регионов Западной Сибири и шельфа Карского моря // Геология и геофизика – 2020, Выпуск: 12. Том: 61. С. 1735–1755.

П.Д. Шилкова, К.В. Приймак, Е.А. Троц

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

МОРФОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ПОРОД-КОЛЕКТОРОВ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕБЕРЕЗОВСКОЙ ПОДСВИТЫ НАДЫМ-ПУР-ТАЗОВСКОГО РЕГИОНА

Предметом исследования являются породы-коллекторы нижнеберезовской подсвиты позднемелового комплекса Надым-Пур-Тазовского района Западной Сибири, с которой связана промышленная газоносность на Вынгапуровском и Медвежьем месторождениях.

Отложения нижнеберезовской подсвиты характеризуются повышенным содержанием кремнистого материала, представлены тёмно-серыми с зеленовато-голубоватым оттенком кварц-кристаллитовыми и кварцевыми глинистыми силицитами с редкими прослоями глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы содержат обломки пеллеципод, радиолярии, спикулы губок и диатомовые водоросли, встречаются включения глауконита.

Пустотное пространство глинисто-кремнистых отложений нижнеберезовской подсвиты представляет собой сложнопостроенную систему, состоящую из различных генетических типов пустот в широком размерном диапазоне. Комплексные исследования пустотного пространства изучаемых отложений дали возможность выявить основные генетические типы пустот и определить закономерности их распространения в породах.

Проведенный комплекс литологических исследований позволил выявить текстурные закономерности распределения определенного типа пустот в отложениях нижнеберезовской подсвиты. Выявленные закономерности позволили главным образом

изучить распределение пустот в тех или иных текстурных компонентах исследуемых пород.

В целом, в отложениях нижнеберёзовской подсветы позднего мела выделяются следующие группы литотипов: глины кремнистые алевритистые, алевро-глинисто-кремнистые, силициты кварцевые радиоляриевые глинистые алевритистые, силициты кварцевые радиоляриевые глинистые алевро-песчанистые цеолитосодержащие, силициты кварцевые радиоляриевые глинистые алевритистые цеолитосодержащие, силициты кварцевые глинистые, силициты кварц-кристобалитовые с единичными радиоляриями глинистые алевритистые цеолитосодержащие, силициты кварц-кристобалитовые спикулово-радиоляриевые глинистые песчано-алевритистые цеолитосодержащие, силициты кварц-кристобалитовые с реликтами радиолярий глинистые, силициты кварц-кристобалитовые глинистые с единичными радиоляриями, силициты кварц-кристобалитовые радиоляриевые глинистые алевритистые цеолитосодержащие. Между выделенными литотипами существуют переходные разновидности.

По результатам исследования, проведенных с помощью оптической и растровой электронной микроскопии, были выявлены следующие генетические типы пустотного пространства пород-коллекторов: внутриформенный, линзовидный, ячеистый, а также типы пустот, приуроченных к микростилолитовым швам и к ходам роющих организмов. Часть из этих пустот, относится к определённым литотипам или их компонентам, а часть имеет универсальный характер. Одним из самых значимых типов пустот являются внутриформенные пустоты, приуроченные к реликтам породообразующих организмов. Значительная часть этих пустот связана с реликтами радиолярий, диатомей и спикул.

По результатам исследований РЭМ установлен характер минерализации пустот, на стенках которых отмечены многочисленные шарообразные скопления кристобалита, имеющего микробиальную природу, кристаллы цеолитов, пирита, чешуйки глинистых минералов. Также выделяются вытянутые палочковидные бактериальные образования, сложенные кристобалитом, глинистыми минералами и цеолитами.

В разрезах отложений наблюдается выраженная тенденция цеолитизации пустотного пространства. Активное образование цеолитов наблюдается вниз по разрезу. Распределение пустотного пространства в породах-коллекторах сенона во многом определяется их текстурными характеристиками, обусловленными распределением в объеме породы кремнистой, глинистой составляющими и в значительной степени типом и интенсивностью биотурбации.

В.Г. Эдер¹, О.С. Дзюба², С.В. Рыжкова², А.Г. Замирайлова²

¹ГИН РАН, г. Москва,

²ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск

О СМЕНЕ ТИПОВ БИОГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА В НАЧАЛЕ МЕЛА

На основе комплексного литолого-геохимического исследования с учетом геофизических и палеонтологических данных проведен сравнительный анализ 38 разрезов пограничных юрско-меловых черносланцевых отложений (баженовской свиты) Западно-Сибирского осадочного бассейна в условно выделенных Центральном, Юго-Восточном и Северном районах. Установлено, что в переходное волжско-рязанское время в центральной части Западно-Сибирского бассейна происходило изменение биогенной кремниевой седиментации на карбонатно-кремнистую, что было связано с расцветом кокколитофорид и снижением продуктивности радиолярий. В этой связи не менее важным вопросом является ареал известкового наннопланктона и обоснование возможных причин вышеописанной смены седиментации в рассматриваемый период времени в Западной Сибири. По имеющимся данным, в самом начале мела максимально высоких значений температура воды в Западно-Сибирском бассейне достигла в начале фазы *Subcraspedites maurynijensis* (= *Chetaites chetae*) поздневолжского времени и затем в фазу *Chetaites sibiricus* (= *Praetollia maunsi*) рязанского века [1], после чего произошло снижение палеотемператур [2].

В результате проведенного исследования можно утверждать, что образование отложений, характеризующихся высоким содержанием остатков кокколитофорид, началось в поздневолжское время, но вряд ли с самого его начала. На большей части Центрального района благоприятные обстановки для развития кокколитофорид (и/или сохранения кокколитов в осадке), наиболее вероятно, сложились ближе к концу поздневолжского времени, т. е. в самом начале раннего мела на финальной стадии потепления. Можно предположить, что в конце поздней юры поверхностные воды бореального Западно-Сибирского моря благодаря существенно более низким, чем в Тетис, температурам и, как следствие, более высокой способности поглощать CO₂ еще оставались агрессивными по отношению к карбонату кальция. Лишь на фоне климатического оптимума в самом начале раннего мела вслед за вероятным изменением динамики потоков CO₂ в системе океан–атмосфера степень насыщения поверхностных вод карбонатом кальция в центральной части Западно-Сибирского моря стала достаточной для массового развития кокколитофорид. К глобальному дисбалансу CO₂ в атмосфере, вплоть до усиленного парникового эффекта, потенциально могли приводить импактные события. По данным [3], вблизи юрско-мелового рубежа известно по крайней мере три крупных импактных события, датированных 145 ± 2 (Южная Африка),

142,5 (Австралия) млн лет и началом рязанского века (Норвегия). В связи с этим не исключена роль парникового эффекта в финальной стадии потепления. В определенной мере на смене типов седиментации могли сказаться некоторое уменьшение глубин Западно-Сибирского бассейна и глобальный кризис в развитии радиолярий [9].

По мере регрессии Западно-Сибирского бассейна и уменьшения его глубин зона массового распространения кокколитофорид оказалась ограниченной пелагиалью самой глубоководной зоны Центрального района (территория профиля 1 Мансийского), что наблюдается с начала фазы *Nectoceras kochi* рязанского века вплоть до наступления валанжина. Видимо, необходимый баланс благоприятных факторов для существования известкового наннопланктона сложился в рассматриваемый отрезок времени именно в этой зоне Западно-Сибирского бассейна. Примечательно, что по времени это совпадает с началом продолжительного этапа похолодания [2]. Следует предположить, что степень прогрева поверхностных вод все же оставалась достаточной для продолжения массового развития кокколитофорид. Вышеописанные тенденции изменения седиментации с кремниевой на карбонатно-кремнистую наблюдаются именно в Центральном районе, а также, возможно, западнее – в районе сочленения Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины, где в пределах тутлеймской свиты отмечена смена глинисто-кремниевых отложений на карбонатно-глинисто-кремниевые [10]. Для Северного и Юго-Восточного районов масштабное распространение кокколитофорид не характерно. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Минобрнауки России (госзадание) FWZZ-2022-0007 и FWZZ-2022-0004, а также является вкладом в проект UNESCO/IUGS/IGCP 679.

Литература

1. Дзюба О.С., Пещевицкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Косенко И.Н. Разрез Маурынья как ключевой для приграничных юрско-меловых отложений мелководно-морского генезиса в Западной Сибири// Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1075–1105.
2. Price G.D., Mutterlose J. Isotopic signals from late Jurassic–early Cretaceous (Volgian–Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia// J. Geol. Soc. 2004. V. 161. № 6. P. 959–968.
3. Tennant J.P., Mannion P.D., Upchurch P., Sutton M.D., Price G.D. Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover // Biol. Rev. 2017. V. 92. P. 776–814.
4. Панченко И.В., Соболев И.Д., Rogov M.A., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири// Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.
5. Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints// Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2011. V. 100. P. 787–804.

6. Dera G., Brigaud B., Monna F., Laffont R., Pucéat E., Deconinck J.F., Pellenard P., Joachimski M.M., Durllet C. Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world// *Geology*. 2011. V. 39. № 3. P. 215–218.
7. Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic–Cretaceous boundary sections and their correlation potential// *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2013. V. 381–382. P. 33–46.
8. Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia)// *Polar Res.* 2014. V. 33. 19714. <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.19714>
9. Afanasieva M.S., Amon E.O. Biotic Crises and Stages of Radiolarian Evolution in the Phanerozoic// *Paleontol. J.* 2006. Suppl. 4. V. 40. P. 453–467.
10. Немова В.Д. Условия формирования коллекторов в отложениях баженковского горизонта в районе сочленения Краснотенинского свода и Фроловской мегавпадины // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* 2012. Т. 7. № 2. С. 1–14.

Е.В. Яковишина¹, С.И. Бордунов¹, Л.Е. Шилехин^{1,2}, М.С. Чеснокова¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

²ГИН РАН, г. Москва

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИХНОКОМПЛЕКСАХ НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Район исследований находится в складчато-аллохтонной Анапско-Агойской подзоне Новороссийско-Лазаревской зоны Большого Кавказа в долинах рек Хабль, Малый Хабль, Ахтырь и Абин, где были найдены ихнофоссилии в отложениях шишанской, солодкинской, афипской и убинской свит, относящихся к готеривскому, барремскому, аптскому ярусам нижнего мела. Данные отложения представлены относительно глубоководными глинистыми осадками и толщами чередования темно-серых, черных глин, алевролитов и серых песчаников, имеющих ритмичный флишевый характер.

Изучение ихнофоссилий из глубоководных отложений мела-палеогена Северо-Западного Кавказа началось в 30-х – 50-х гг. прошлого века работами В. В. Богачева, Н. Б. Вассоевича, О. С. Вялова [1].

Авторами установлено, что ихнофоссилии, встреченные в отложениях нижнего мела, можно разделить на два комплекса по характеру их палеоэкологической принадлежности: дотурбидитному и посттурбидитному. Ихнофоссилии дотурбидитного комплекса встречаются в виде биоглифов в подошве песчаников и являются слепком поверхности субстрата в подошве турбидитного ритма. Из афипской свиты определены *Mammilichnis* Chamberlain, 1971, относящийся к следам «покоя» или обитания полихет

[2]. Он встречен совместно с *Paleodictyon* Meneghini, 1850, который интерпретируется как следы «фермерства» – выращивания микробов [3]. Образование *Paleodictyon* представляет собой сетку из правильных шестиугольных ячеек, разделенных сплошными рельефными валиками. По внешнему виду структура напоминает пчелиные соты. Размер ячеек в диаметре от нескольких мм до нескольких см, перегородки между ними толщиной 0,5–2 мм. Валики ячеек состоят из сферул-колоний микроорганизмов [4]. Образование сферул происходило в еще слаболитифицированном осадке и предполагаемые организмы заселяли осадок песчаной размерности, как верхний приповерхностный элемент флишеидного ритма с относительно хорошей аэрацией. Первоначальная поверхность кровли глинистого осадка была ровной, и только после ее засыпания песчаным материалом происходило образование сферул-колоний микроорганизмов на границе глинистого и песчанистого слоев осадка. Глинистый слой, вероятно, служил питательным субстратом для ихнофоссилий. Химический состав сферул, образованных, в основном, из окислов железа, также подтверждает существование ихнофоссилий *Paleodictyon* в условиях среды, насыщенной кислородом [4].

Палеоэкологическая интерпретация *Paleodictyon* неоднозначна. Традиционно считается, что эти образования приурочены к глубоководным флишевым отложениям и относятся к так называемой нереитовой ихнофаии. Однако есть работы, указывающие на мелководный характер вмещающих *Paleodictyon* толщ [4]. Здесь же обнаружены следы движения полихет *Cochlichnus* Hitchcock, 1858. В убинской свите вместе с *Paleodictyon* встречены следы питания – «пастьбы» *Cosmorhaphé* Fuchs, 1895. Из солодкинского горизонта происходит находка *Segmentichnus mohri* Uchman, Geyer, 2021, интерпретируемая как следы закрепления кольчатых червей в осадке [6].

Ихнофоссилии посттурбидитного комплекса приурочены к глинистым отложениям, сформированным после осаждения турбидитного потока. Они встречены в глинах и сидеритовых конкрециях шишанской свиты: медузоподобные *Gyrophyllites* Glocker, 1841 и *Kirklandia* Caster, 1945 - следы проедания осадка «червеобразными организмами», *Ophiomorpha* Lundgren, 1891, трактуемые, как пищевые норки роющих декапод [5], *Arthropycus* Hall, 1852, продуцируемый членистоногими, а также многочисленные норы ракообразных *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944 [2]. В глинах убинской свиты найдены вертикальные трубки с кольчатыми пережимами *Skolithos* Haldeman, 1840, представляющие собой трубки-ходы морских червей-илоедов [5].

Полученные новые данные помогут в дальнейших палеоэкологических исследованиях, а также в реконструкции условий осадконакопления в раннем мелу на Северо-Западном Кавказе.

Авторы выражают благодарность проф. Е.Ю. Барабошкину за помощь в определении таксонов ихнофоссилий.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий АААА-А16-116033010096-8 (МГУ), № 0114-2021-0003 (ГИН РАН).

Литература

1. Барбошкин Е. Ю., Барбошкин Е. Е. Глубоководные ихнокомплексы верхнего мела- палеоцена Северо-Западного Кавказа // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания. 2015. Т. I. М., 2015. С. 56–60.
2. Uchman A. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material // Ann. Soc. Geol. Polon. 1998. Vol. 68. P. 105–218.
3. Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: 2006. 122 с.
4. Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Кирилишина Е.М., Демьянков С.С. О юрских *Paleodictyon* (ихнофоссилии) Горного Крыма (новые данные) // Материалы ежегодной Всероссийской научной конференции «Наука в вузовском музее». М.: изд-во МАКС Пресс. 2019 С. 135–138.
5. Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев: Наукова думка. 1966. 220 с.
6. Uchman A., Geyer G. Segmentichnusmohri igen. et isp. nov., a giant new trace fossil from the Culm facies (lower Carboniferous) of the Franconian Forest (Saxothuringian Belt, Germany) // Ichnos. 2020. Vol. 28. No. 1. P. 12–23.

Т.А. Янина, В.М. Сорокин

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

ГИРКАНСКИЙ ТРАНСГРЕССИВНЫЙ ЭТАП В ИСТОРИИ КАСПИЯ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ

Гирканский трансгрессивный этап в истории Каспия был установлен Г. И. Горецким [1] на основании биостратиграфического анализа кернового материала скважин, пробуренных в Манычской долине и на северо-западе Прикаспия рядом производственных организаций. Гирканские слои Маныча автор сопоставил с верхнехазарскими отложениями Прикаспия. Гирканские слои, отвечающие трансгрессии с фауной хвалынского типа, но предшествовавшей максимальной хвалынской трансгрессии Каспийского бассейна, на основании этих же материалов были описаны в Северном Прикаспии и долине Восточного Маныча Г. И. Поповым [2, 3]. Вначале они были описаны как древний горизонт хвалынских отложений. Но толщина ательских континентальных осадков, отделяющая гирканские отложения от хвалынских, в более поздних работах привела Г. И. Попова [4] к заключению о самостоятельном гирканском горизонте, отвечающем крупной трансгрессии Каспия. Его характерные черты – преобладание в составе малакофауны *Didacna cristata*, *D. subcatillus*, *D. hyrcana*, присутствие тепловодного пресноводного вида *Corbicula fluminalis*. Против позиции Г. И. Попова выступили [5, 6, 7]. Основное возражение заключалось в том, что

гирканские слои нижней Волги – лишь опресненная фация верхнехазарских отложений, в которой тригоноидная группа дидакн занимает господствующее положение. Большинство исследователей приняли точку зрения П. В. Федорова [5], согласно которой отождествляются верхнехазарский и гирканский горизонты в стратиграфической схеме каспийского плейстоцена.

В последние годы в связи с нефтепоисковыми работами на акватории Северного Каспия получены новые сейсмоакустические данные и пробурено много инженерно-геологических скважин, строение которых и комплексный анализ керна позволили подтвердить заключение Г. И. Попова о гирканской трансгрессии.

Так, материалы изучения осадочных комплексов верхней части четвертичной толщи на структуре Широкая [8] показывают, что в строении керна между двумя горизонтами регрессивных осадков – черноморским и ательским – залегает сложнопостроенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. Ее нижняя часть представлена пачкой песка мощностью до 2 м, обогащенным раковинами *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. ovatocrassa*, монодакнами, дрейссенами, а также гастроподами. Первые два вида – характерные представители позднехазарской фауны Каспия, *Didacna surachanica* – руководящий вид [9, 10]. Выше по разрезу эта пачка сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в мощную 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины.

Осадки содержат редкие раковины указанного выше состава и дрейссен; в средней части песчаной толщи встречаются раковины пресноводных родов *Viviparus* и *Valvata*. У кровли этой толщи повсеместно обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В составе малакофауны отмечены *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, многочисленные раковины пресноводных *Corbicula fluminalis*. Верхняя часть разреза сложена глиной мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. Преобладают *Dreissena rostriformis distincta*, встречаются *Dr. caspia*, *Didacna umbonata*. В верхней части среди дидакн преобладают *D. subcatillus*, встречаются *D. cristata*, мелкие *D. parallella*. Фаунистический состав характерен для выделенного Г. И. Поповым [4] в Северном Прикаспии гирканского горизонта.

Накопление осадков основания верхнехазарского комплекса происходило на начальной стадии трансгрессии в мелководно-морских и умеренно глубоководных условиях.

Состав малакофауны свидетельствует о тепловодности бассейна и сравнительно высокой для Северного Каспия солености.

Смена глинистых осадков песчаными, включающими раковины пресноводных видов, указывает на понижение уровня позднехазарского бассейна и увеличение количества пресных вод с суши.

Присутствие *Corbicula fluminalis* свидетельствует о развитии бассейна в теплых условиях межледниковья. Прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта в кровле слоя подтверждают существование в эпоху их образования прибрежно-мелководных условий тепловодного бассейна. Накопление умеренно глубоководных глин перекрывающего слоя связано с условиями трансгрессивного бассейна с максимальным для рассматриваемого периода уровнем, существовавшего, судя по мощности отложений, весьма длительное время. Этот бассейн мы рассматриваем как гирканский. Его фаунистический облик определяется совместным нахождением “хвалыноподобной” фауны *Didacna subcatillus*, *D. cristata*, *D. cf. parallella* и редких представителей позднехазарской фауны. Гирканская трансгрессия, судя по составу отложений, по размерам превосходила позднехазарскую.

Таким образом, анализ материалов бурения подтверждает вывод Г. И. Попова о существовании в позднеплейстоценовой истории Каспийского моря гирканского трансгрессивного бассейна, развивавшегося после позднехазарского бассейна и отделенного глубокой ательской регрессией от хвалынской трансгрессии.

Работа выполнена по проекту РНФ № 22-27-00164.

Литература

1. *Горецкий Г.И.* О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. 1957. № 6. С. 3–5.
2. *Попов Г.И.* Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. 1957. Т. 13. С. 65–73.
3. *Попов Г.И.* Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1967. Т. 33. С. 77–86.
4. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
5. *Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
6. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Россельхозакадемия, 1998. 288 с.
7. *Шкатова В.К.* Палеогеографическая реконструкция и хронология позднеплейстоценовых бассейнов Каспия // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 463–466.
8. *Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник МГУ. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 3–9.
9. *Янина Т.А.* Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. диссерт. доктора геогр. наук. М.: МГУ, 2009. 36 с.
10. *Янина Т.А.* Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене // Вестник Московского ун-та. Серия 5: География. 2013. № 1. С. 3–16.

Т.А. Янина

МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

БАКИНСКИЙ ГОРИЗОНТ РАННЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ

Бакинские отложения в Каспийском регионе впервые были выделены в составе четвертичных отложений Г. Шегреном [по 1], свое название получили по району их первого описания – г. Баку. Исследователями Каспия они описываются как «ярус», «горизонт», «надгоризонт», «слои», «отложения». Автором [1] в биостратиграфической схеме, основанной на эволюционных изменениях и закономерностях экологической смены сообществ моллюсков рода *Didacna* Eichwald в пространстве и времени, им придан ранг горизонта.

Осадки бакинского горизонта широко развиты на всех побережьях Каспия. В виде погребенного покрова они установлены в Прикаспийской низменности, на полуострове Бузачи, Мангышлаке, Красноводском полуострове, впадине Кара-Богаз-Гол, пониженных участках Западно-Туркменской низменности, Терско-Кумской и Куринской депрессиях, частично Апшеронском полуострове и прибрежной полосе кавказского побережья. Площадь распространения бакинских отложений в Куринской и Западно-Туркменской депрессиях максимальная для древнекаспийских осадков, а в Прикаспийской впадине она уступает площади нижнехвалынских и нижнехазарских образований.

В обратной стратиграфической последовательности бакинские отложения слагают аккумулятивный чехол на высоких террасах в предгорьях кавказского побережья: 380–400 м, 320–340 м, 308 м, 280 м, 258–248 м [2, 3]. В тектонических депрессиях бакинские осадки глубоко погружены; на поверхность выведены лишь в дислоцированных структурах. Отложения представлены различными фациями: от грубых прибрежно-морских образований до тонких относительно глубоководных осадков ингрессивного типа в древних речных долинах. В них установлена прямая остаточная намагниченность [4, 5].

Фауна дидакн представлена господствующими группами *crassa* (*Didacna parvula*, *D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. pravoslavlevi*, *D. bacuana*), *catillus* (*D. catillus catillus*, *D. catillus volgensis*, *D. catillus transcaspica*, *D. catillus grimmi*, *D. lindleyi*) и промежуточными между ними формами (*D. rudis*, *D. carditoides*, *D. vulgaris*, *D. subrudis*). Тригоноидные и близкие к ним формы (*D. golubyatnikovi*, *D. kovalevskii*, *D. praetrigonoides inderana*, *D. subpyramidata*, *D. pallasii*) встречаются редко в самых верхах бакинских отложений. Для бакинского горизонта руководящими видами являются *D. parvula*, *D. catillus catillus*; характерными – *D. rudis*, *D. carditoides*. По комплексам дидакн, составляющим бакинскую фауну, – раннебакинскому и позднебакинскому –

бакинский горизонт подразделяется на подгоризонты. Нижнебакинский характеризуется широким развитием *D. parvula* и *D. catillus* (характерные виды). Верхнебакинский отличается преобладанием *D. rudis*, *D. carditoides* (характерные виды). Ассоциации моллюсков, установленные нами для раннебакинского и позднебакинского фаунистических комплексов, характеризуют разнообразие фаунистического состава нижнебакинских и верхнебакинских отложений по площади региона.

Г. Шегреном стратотип бакинского горизонта не назван. В качестве такового Д. В. Голубятниковым [6] предложен разрез Гора Бакинского яруса на Апшеронском полуострове (лектостратотип). Разрез хорошо изучен. По нашему мнению, в этом разрезе нет четкой стратиграфической привязки границ горизонта: возраст перекрывающей его толщи однозначно не определен (хазарский или урунджикский?); есть определенные сомнения и в выделении тюркянских отложений в основании разреза. Поэтому для бакинского горизонта мы предложили [7, 8] парастратотип – разрез Нефтяная балка. В нем отложения бакинского горизонта, мощностью более 65 м, разнофациально представленные, включающие обильный палеонтологический материал (как макро-, так и микрофауну), имеют четко обозначенные стратиграфические границы: подстилаются апшеронскими, перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками урунджикского бассейна. Бакинская толща представлена песчано-алевритовыми осадками с единичными прослоями песчаника и известняка, включает раковины моллюсков *Didacna parvula*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. lindleyi*, *Dreissensia*. При этом нижняя многометровая (45 м) алевритистая часть толщи охарактеризована исключительно раковинами *D. parvula*, к которым в верхней части разреза добавляются представители других видов дидакн. По фаунистическому содержанию (комплексам) выделяются нижнебакинский и верхнебакинский подгоризонты. Нефтяная балка, по мнению автора, является и парастратотипическим местонахождением для бакинской фауны и установленных в ее составе комплексов.

Работа выполнена по проекту РФ № 21-18-00552.

Литература

1. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам алакофаунистического анализа. Диссерт. доктора геогр. наук. М.: МГУ, 2009. 360 с.
2. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
3. Векилов Б.Г. Антропогеновые отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1969. 217 с.
4. Асадуллаев Э.М., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования морских антропогеновых осадков хребта Малый Харамы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 1.
5. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
6. Голубятников Д.В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат // Тр. Геол. ком. нов. сер. Баку, 1914. Вып. 106. 264 с.

7. Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоп-лейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 95–112.
8. Yanina T. A. Biostratigraphy of the middle and upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International. 2013. no. 284. P. 85–97.

СОДЕРЖАНИЕ

Программа научных чтений «Экзолит-2022»	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. ТОРЖЕСТВЕННАЯ	
<i>Ростовцева Ю.В.</i>	
Марина Николаевна Щербакова: ученый и педагог	7
<i>Марина Николаевна Щербакова: дневниковые записи о жизни и людях</i>	9
<i>Полянский С.Б.</i>	
Геологи-шестидесятники: Атланты своего времени	14
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ШКОЛЫ РОССИИ	
<i>Гончаренко О.П.</i>	
Галогенез фанерозоя и его исследователи	16
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Ахманов Г.Г.</i>	
Про ординарность грязевого вулканизма	20
<i>Бердникова А.А., Зенина М.А., Макшаев Р.Р., Штыркова Е.И., Янина Т.А.</i>	
Новые данные о развитии шельфа Северного Каспия в голоцене по материалам изучения структуры Рыбачья	22
<i>Бойко Н.И.</i>	
Литолого-фациальные особенности и условия образования Индийско-Анизийской карбонатной формации Северного Кавказа	24
<i>Бояршинова М.Г., Неделько О.В.</i>	
Литолого-фациальная характеристика пород нижнепокурской подсвиты Хадырьяхинской моноклинали	27
<i>Гаврусев З.В.</i>	
Краткая геолого-литологическая характеристика северной структурной зоны Припятского прогиба (на примере Судовицкого месторождения)	30
<i>Галимова Г.М., Астаркин С.В., Гибадуллина Е.В., Татаринцева А.А.</i>	
Связь литологических данных с обстановками осадконакопления верхнебатских отложений Когалымского региона (Западная Сибирь)	32
<i>Гататдинова Ю.Р., Ростовцева Ю.В.</i>	
Литологические особенности отложений зоны резких изменений седиментации в позднем альбе-сеномане (на примере разрезов Северо-Восточного Кавказа)	34
<i>Глушанкова Н.И., Маркова А.К.</i>	
Геологическое строение, состав и условия формирования новейших отложений в Нижнем Прикамье	37

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

Голованова О.В.

Особенности интерпретации изотопно-геохимических данных по мелководным фациям раннемелового времени (Центральный Дагестан, разрез «Гуниб») 39

Горожанин В.М., Сагдеева Н.С., Горожанина Е.Н.

Лофериты в фаменских отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия 41

Горожанин В.М., Сагдеева Н.С., Горожанина Е.Н.

Генезис карбонатных брекчий в фаменских отложениях юго-запада Восточно-Оренбургского сводового поднятия 44

Гречихина Н.О., Яковичина Е.В.

Палеогеографические реконструкции маастрихтских отложений разреза горы Кыз-Кермен по бентосным и планктонным фораминиферам 46

Заманова Е.И., Карпова Е.В.

Литоология и условия формирования покурской свиты участка Мессояхской гряды 48

Захарова Н.С., Морозов В.П., Хаюзкин А.С., Ескин А.А., Кольчугин А.Н.

Сравнительный анализ седиментационных и постседиментационных изменений горючих сланцев волжского бассейна и доманикитов Волго-Уральского региона 50

Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.

Гипергенные изменения некоторых железосодержащих минералов кимберлитов 53

Зуева О.А., Постникова О.В.

Роль гидротермальных процессов в формировании пустотного пространства пород-коллекторов мошакской свиты юго-запада Сибирской платформы 60

Казимиров Е.Т., Нуриахметов Р.Р.

Литолого-петрофизическая характеристика фаменских известняков Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции 62

Карпова Е.В.

Генезис пустотного пространства в терригенных коллекторах юрско-меловых отложений западной части Гыданского полуострова 64

Козина Н.В., Киреенко Л.А., Тихонова А.В., Стародымова Д.П.

Особенности осадконакопления в Северной Атлантике: на широтном профиле 59.5° с.ш. и в Датском проливе 66

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

О роли соленых углей при превращении каолинита в гидрослюда парагонитового типа в тонштейнах Донбасса 69

Крайнов А.В., Савко А.Д.

Этапы каолинитонакопления в фанерозое Воронежской антеклизы 71

Кузнецов А.С., Зуева О.А.

Минералогические характеристики и текстурные особенности пород-коллекторов нижнеберезовской подсветы Медвежьего мегавала 74

Кутукова Н.М.

Применение геологической модели для сопровождения бурения горизонтальных скважин 76

Левитан М.А.

Новая версия современной фациальной структуры Белого моря 77

Лыков Н.А., Ростовцева Ю.В.

Условия осадконакопления нижнеордовикских отложений разреза реки Мойеро (Восточная Сибирь) 79

Маленкина С.Ю., Зеркаль О.В., Косоруков В.Л., Самарин Е.Н., Гвоздева И.П.

Новые данные по расчленению мезозойских отложений и характеристике свит Воробьевых гор 82

Мальцева А.Ю., Тихонова А.В., Идрисова Е.К., Карамов Т.И., Бажанова А.Е.,

Гончарова А.В., Леушина Е.А., Краснова Е.А., Грязнова А.С., Черных Д.В.,

Буханов Б.А., Хаустова Н.А., Семилетов И.П., Спасенных М.Ю., Gustafsson Ö.

Анаэробное окисление метана в осадках метанового сипа на континентальном склоне моря Лаптевых 85

Мележ Т.А.

Литолого-геологическое строение четвертичной толщи долины реки Неман 86

Милаш А.В.

Литоология и фации воробьевских отложений Воронежской антеклизы 88

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

Восстановление условий переноса и седиментации пермских битумонасыщенных песчаников по данным гранулометрического анализа 91

Найдина О.Д.

Послеледниковые осадки и условия арктического шельфа Сибири по палинологическим данным 93

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)*Немова В.Д.*

«Новый» тип разреза верхнеюрских отложений во Фроловской мегавпадине Западной Сибири 95

Никулин И.И.

Роль рифей-вендских рифтогенных бассейнов седиментации в образовании осадочных месторождений меди 98

Никулин И.И.

Железопродуцирующие архейские органические колонии мелководных бассейнов и их роль в образовании пород курской серии КМА 101

Петриченко В.В.

Распространение коллекторов верхнего майкопа Центрального Предкавказья 103

Пинчук Т.Н.

Мэотические отложения Западно-Кубанского прогиба и Тимашевской ступени 105

Попков В.И., Попков И.В.

Литогенез, коллекторские свойства и флюидодинамика доплитных комплексов Скифско-Туранской плиты 107

Попков И.В., Попков В.И., Деметьева И.Е.

Литология и перспективы нефтегазоносности триасовых отложений Западного Предкавказья 110

Постникова О.В., Жегалло Е.А., Кулагина Н.К.

Роль цианобактериальных биоценозов в минералообразовании и формировании осадочных толщ 112

Постникова О.В., Лошкарева В.А.

Цианобактериальные палеоценозы щелочных бассейнов венда Непско-Ботуобинской антеклизы 113

Рахимова Е.В., Агафонова Г.В., Гутман И.С.

Отложения веневского горизонта визейского яруса юго-востока Самарской области 115

Рейхард Л.Е., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Боев А.Г., Филиппов А.С., Рейхард А.Г.

Процессы аутигенного минералообразования в Мировом океане: криогенез, галогенез, конкрециеобразование, биоминерализация 117

Савко А.Д., Овчинникова М.Ю.

Эволюционные аспекты бокситонакопления в фанерозое 120

Седаева К.М.

Гелий в нефтегазоносных комплексах венда и кембрия Западной Якутии (Мирнинский район): факторы локализации и концентрации 122

Семиколенных Д.В., Янина Т.А., Курбанов Р.Н.

Опорный разрез хвалыньских отложений Маныча «Остров Левый» 124

Сорокин В.М., Росляков А.Г., Лукша Л.В., Демонов А.П.

Разнообразие осадочных процессов в западной половине Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене и движущие механизмы 127

Стукалова И.Е., Журавлев А.Н.

Новые данные о проявлениях бурых углей на севере Унисей-Хатангского прогиба 129

Титов Ю.В., Астаркин С.В., Павленко К.В., Хазеева О.Е.

Литология и условия образования нижнемеловых отложений сортымской свиты Пякхино-Хальмерпаютинского вала Большехетской впадины 132

Тюнин Н.А.

К литологии отложений озера Яновского (Ахтанизовские лиманы, дельта Кубани) 134

Тюнин Н.А.

К литологии отложений дельты Казачьего Ерика–Переволоки (Ахтанизовские лиманы, дельта Кубани) 136

Хао Юэсян, Шарданова Т.А.

Генетическая типизация кремневых компонентов в граптолитовых сланцев нижнего силура Китая 138

Хаюзкин А.С., Морозов В.П., Андрушкевич О.Ю., Кольчугин А.Н., Николаев А.Г., Захарова Н.С.

Флюидные включения в кальцитовых прожилках доманиковых отложений Волго-Уральской НГП 141

Храмцова А.В., Лебедев М.В., Васильев В.Е., Бабурин А.Н., Дубровина Л.А.

Секвенс-стратиграфическая модель как основа изучения фациальной структуры клиноформенного неокома севера Западной Сибири 143

Черешинский А.В.

Полезные ископаемые и литологический состав миоцена Среднерусской возвышенности 145

Чуркина В.В.

Биотурбация в нижнемеловых коллекторах Северного Каспия и ее значение при формировании ФЕС 147

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ (МОСКВА, 2022)

Шайхутдинова Г.Х., Гибадуллина Е.В., Мирхашимов А.Н.

Исследования пород баженовской свиты на примере месторождений Когалымского региона с целью изучения их коллекторских свойств 149

Шарданова Т.А.

Седиментологическая модель формирования терригенных юрско-меловых отложений арктических районов нефтегазоносной провинции Западной Сибири 151

Шилкова П.Д., Приймак К.В., Троц Е.А.

Морфометрическая характеристика пустотного пространства пород-коллекторов отложений нижнеберезовской подсвиты Надым-Пур-Тазовского региона 154

Эдер В.Г., Дзюба О.С., Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г.

О смене типов биогенной седиментации в центральной части Западно-Сибирского бассейна в начале мела 156

Яковичкина Е.В., Бордунов С.И., Шилехин Л.Е., Чеснокова М.С.

Новые данные об ихнокомплексах нижнего мела Северо-Западного Кавказа 158

Янина Т.А., Сорокин В.М.

Гирканский трансгрессивный этап в истории Каспия и его отражение в осадочной толще 160

Янина Т.А.

Бакинский горизонт раннего неоплейстоцена Каспия 163

Научное издание

ЭКЗОЛИТ – 2022

ЛИТОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ
ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Годичное собрание (научные чтения)

Москва, 15–16 июня 2022 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией Ю.В. Ростовцевой

Издательство «МАКС Пресс»
Главный редактор: *Е. М. Бугачева*

Отпечатано с готового оригинал-макета

Подписано в печать 06.06.2022 г.

Формат 60x90 1/8. Усл. печ. л. 21,5.

Тираж 50 экз. Заказ 078.

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»
109316, г. Москва, Волгоградский проспект, д. 42,
корп. 5, эт. 1, пом. I, ком. 6.3-23Н