

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ  
СЕКЦИЯ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

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



# ЭКЗОЛИТ – 2019

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ: ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА

*Сборник научных материалов*





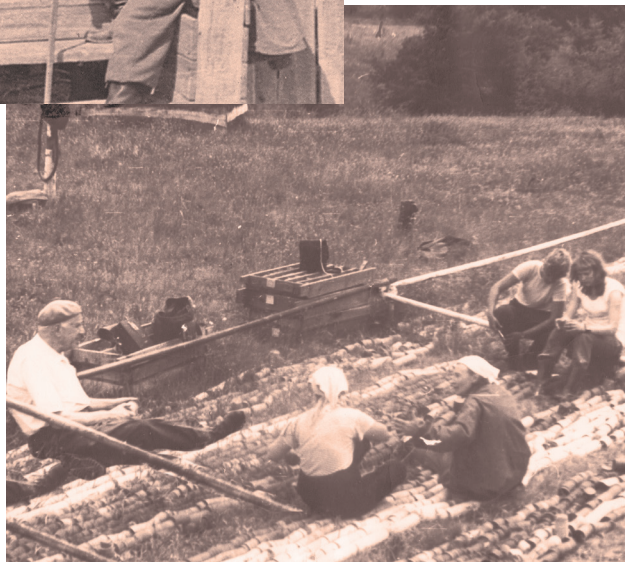
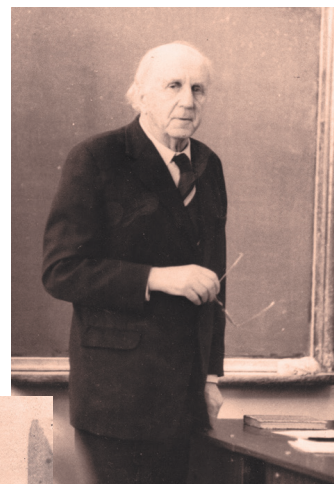


# ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ-ЕСТЕСТВОИСПЫТАТЕЛЬ И ПЕДАГОГ



***Григорий Федорович  
Крашенинников***  
(18.11.1909–29.03.1992)

доктор геолого-минералогических наук,  
заслуженный профессор  
Московского государственного университета  
имени М. В. Ломоносова



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

---

# **ЭКЗОЛИТ – 2019**

## **ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В ЛИТОЛОГИИ: ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА**

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ (научные чтения),  
посвященное 110-летию со дня рождения  
доктора геолого-минералогических наук, профессора  
*Григория Федоровича Крашенинникова*  
Москва, 27–28 мая 2019 г.

Сборник научных материалов

Под редакцией *Ю. В. Ростовцевой*



---

МОСКВА — 2019



Организационный комитет:

Председатель: *Ю. В. Ростовцева*

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

**Экзолит – 2019. Фациальный анализ в литологии: теория и практика.** Годичное собрание (научные чтения), посвященное 110-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора Григория Федоровича Крашенинникова. Москва, 27–28 мая 2019 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, 2019. – 174 с.

ISBN 978-5-317-06142-5

В сборнике представлены материалы докладов научных чтений «ЭКЗОЛИТ – 2019», проводимых по тематике «Фациальный анализ в литологии: теория и практика» и посвященных 110-летию со дня рождения доктора геолого-минералогических наук Г. Ф. Крашенинникова. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся проведения детального литолого-фациального анализа осадочных образований. Обсуждаются проблемы определения генезиса отложений, выделения фациальных типов осадков и создания качественных седиментологических моделей палеогеографических реконструкций.

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

*Ключевые слова:* литогенез, процессы осадкообразования, генетические типы отложений и фации, обстановки седиментации, палеогеографические реконструкции.

УДК 55  
ББК 26.3

**Exolith – 2019. Facial analysis in lithology: theory and practice.** Annual meeting (scientific readings) dedicated to the 110-th birthday of the doctor of geological and mineralogical sciences, professor Grigory Fedorovich Krasheninnikov. Moscow, May 27–28, 2019 : collection of scientific materials. – Moscow : MAK S Press, 2019. – 174 p.

ISBN 978-5-317-06142-5

The collection contains materials of the reports of scientific readings «Exolith – 2019», held on the subject «Facial analysis in lithology: theory and practice» and dedicated to the 110-th anniversary of the birth of PhD G. F. Krasheninnikov. A wide range of issues related to the detailed lithofacies analysis of sedimentary formations has been considered. The problems of determining the genesis of sedimentary rocks, distinguishing sedimentary facies and the paleogeographic reconstructions are discussed.

The collection of studies is of interest to geologists of various specialties who deal with facial analysis of sedimentary rocks, theoretical and applied lithology.

*Key words:* lithogenesis, sedimentary processes, genetic types of sediments and facial analysis, sedimentary environment, paleogeographic reconstructions.

**ПРОГРАММА**

**Годичного собрания (научных чтений) секции осадочные породы МОИП и  
кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии  
МГУ имени М.В. Ломоносова ЭКЗОЛИТ-2019**

**Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова**

**27 мая 2019 г.**

Регистрация участников научных чтений, начало в 9.30

**Утреннее заседание, начало в 10.00**

10.00–10.20

**Вступительное слово Оргкомитета.** Посвящение 110-летию со дня рождения  
Г.Ф. Крашенинникова. Выступление Д.Л. Лопатникова.

**Основная часть: историческая**

10.20–10.40

**Кузнецов В.Г.** Учение о фациях в РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина

10.40–11.00

**Агафонова Г.В.** Фациальные исследования в Московском геологоразведочном  
институте имени Серго Орджоникидзе

11.00–11.20

**Ростовцева Ю.В.** Фациальный анализ в исследованиях литологов МГУ имени М.В.  
Ломоносова

11.20–11.40

**Стукалова И.Е.** Углепетрографические и фациальные исследования в ГИН РАН:  
исторический аспект и современные достижения

**Основная часть: теоретическая и практическая**

11.40–12.00

**Немова В.Д.** Решение задач нефтяной геологии с помощью литологических методов

12.00–12.20

**Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Ескин А.А., Низамова А.В.,  
Хаюзкин А.С.** Условия седиментогенеза карбонатно-кремнистых пород (доманикитов)  
Волго-Уральского региона

12.20–12.40

**Савко А.Д., Новиков В.М., Боева Н.М., Мануковский С.В., Крайнов А.В.,  
Милаш А.В.** Вторичные каолины из различных фаций мамонской толщи верхнего  
девона Воронежской антеклизы

12.40–13.00

**Постникова О.В., Китаева И.А.** Фациально-палеогеографическая реконструкция  
условий формирования отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-  
ботуобинской антеклизы



Перерыв 13.00–14.00

Вечернее заседание

14.00–14.20

**Бойко Н.И.** Литолого-фациальные особенности и условия образования киммерийских россыпевмещающих отложений Таманского полуострова

14.20–14.40

**Лаломов А.В.** Локальные геолого-динамические факторы формирования редкометально-титановых россыпей

14.40–15.00

**Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В.** Литолого-фациальная зональность плейстоценовых отложений подводной окраины Кордильер

15.00–15.20

**Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Ткач Н.Т.** Строение осадочной толщи голоцена Северного Каспия как отражение изменений климата и уровня моря

15.20–15.40

**Хераскова Т.Н., Антипов М.П.** Особенности седиментации в Прикаспийской впадине на рубеже раннего-среднего карбона

15.40–16.00

**Голованова О.В.** К вопросу о фациальной принадлежности абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу)

16.00–16.20

**Тугарова М.А., Максимова Е.Н.** Фациальный анализ карбонатных резервуаров на примере активов ПАО «Газпром нефть»

16.20–16.40

**Вилесов А.П., Никитин Ю.И., Рихтер О.В., Махмудова Р.Х.** Модель седиментации колганской толщи верхнего девона северного обрамления Соль-Илецкого свода

16.40–17.00

**Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Артюшкова О.В., Заграновская Д.Е., Захарова О.А.** Вторичное минералообразование в породах доманикового горизонта

17.00–17.20

**Мельничук О.Ю.** Гиперпикниты в разрезе кодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала)

17.20–17.40

**Баранова А.В., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И.** Результаты комплексного седиментологического анализа стратотипического разреза алькеевской серии в Центральной части Усть-Черемшанского палеопротуба

17.40–18.00

**Шеболкин Д.Н.** Условия образования венлокских отложений Приполярного Урала и гряды Чернышева

**Аудитория 611 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова**

**28 мая 2019 г.**

**Утреннее заседание, начало в 10.00**

10.00–10.20

**Савко А.Д., Дмитриев Д.А., Свиридов В.А.** Цеолит-кремнистые коры выветривания на меловых породах Воронежской антеклизы

10.20–10.40

**Крайнов А.В.** Вещественный состав керамических глин кайнозоя Центрально-Черноземного района

10.40–11.00

**Черешинский А.В.** Полиметаллическое и редкометальное оруденение в осадочном чехле Воронежской антеклизы

11.00–11.20

**Антипова О.А., Постникова О.В.** Фациальная зональность приливно-отливной равнины в терригенных отложениях мошакской свиты венда Приангарья

11.20–11.40

**Носкова Е.С., Агафонова Г.В.** Литолого-петрографическая характеристика и индикаторы тектонических деформаций аладинской свиты Енисейского кряжа (средний рифей)

11.40–12.00

**Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Гептнер А.Р., Барышникова Л.П.** Генезис глауконит-иллитовых минералов в рифей-венд-кембрийских отложениях разного литологического типа

12.00–12.20

**Краснова А.В.** Особенности формирования верхневендских отложений с древнейшими отпечатками проартикулят в юго-восточном Беломорье

12.20–12.40

**Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Соболев В.М.** Литология и седиментогенез в позднем плейстоцене Беломорья

12.40–13.00

**Тесакова Е.М., Шурупова Я.А.** Остракодовый анализ и его вклад в учение о фациях

Перерыв 13.00–14.00

Вечернее заседание

14.00–14.20

**Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Клювиткина Т.С., Агафонова Е.А.** Микропалеонтологические индикаторы обстановок осадконакопления в маргинальных фильтрах на арктическом шельфе России

14.20–14.40

**Болиховская Н.С., Макшаев Р.Р.** Фациальные и ландшафтно-климатические обстановки накопления шоколадных глин нижнего Поволжья

14.40–15.00

**Бояршинова М.Г., Уткина М.Н., Антонюк О.В.** Микробиолиты верхнедевонских органогенных сооружений соликамской депрессии

15.00–15.20

**Дуб С.А.** Обстановки формирования иловых холмов на восточном склоне Среднего Урала

15.20–15.40

**Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Демьянков С.С.** Конодонты как инструмент фациального анализа

15.40–16.00

**Казимиров Е.Т.** Методика исследования типов и параметров пустотного пространства и гидрофильности карбонатных пород коллекторов Тимано-Печорской НПП

16.00–16.20

**Жуковская Е.А.** Роль фациального анализа в параметризации песчаных тел древних погребенных речных систем

16.20–16.40

**Храмцова А.В., Мусихин А.Д.** Фациальный анализ ачимовской толщи Восточно-Уренгойского месторождения (Западная Сибирь)

16.40–17.00

**Дернова Е.О., Агафонова Г.В.** Фациальные особенности и коллекторские свойства нижнемеловых отложений северо-западной части Надым-Пурского междуречья стратиграфии

17.00–17.20

**Жуковская Е.А., Полушина Е.В.** Морфогенез и особенности формирования нижнемеловых отложений относительно глубоководных конусов выноса

17.20–17.40

**Дмитриев Д.А., Жабин А.В.** Стадийность образования карбонатно-кремнистых пород сантонского яруса Курской области



17.40–18.00

**Маленкина С.Ю.** Фации меловых отложений с фосфоритовыми плитами юга Европейской России

**Аудитория 816 Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова**

**28 мая 2019 г.**

**Утреннее заседание, начало в 10.00**

10.00–10.20

**Агафонова Г.В., Рахимова Е.В., Туров А.В., Комаров В.Н., Андрухович А.О.** Состав, строение и условия осадконакопления нижнеюрских известняков в среднем течении реки Бодрак

10.20–10.40

**Фокин П.А., Тесакова Е.М.** Условия формирования отложений таврской свиты в обнажении «Орловка» (ЮЗ Крым)

10.40–11.00

**Пинчук Т.Н., Попков В.И., Попков И.В.** Метаморфические породы палеозоя запада Скифской плиты

11.00–11.20

**Астаркин С.В., Гончаренко О.П.** Фациальная зональность бобриковских отложений юго-востока Русской плиты

11.20–11.40

**Милаш А.В.** Ассоциация акцессорных минералов терригенного девона Присводовой части Воронежской антеклизы

11.40–12.00

**Жабин А.В., Дмитриев Д.А.** Импактные события в позднем плейстоцене и голоцене

12.00–12.20

**Овчинникова М.Ю., Жегалло Е.А.** Биогенные структуры в бокситах КМА

12.20–12.40

**Шеремецкая Е.Д., Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г., Андреев П.В., Верлова Т.А., Беляев В.Р., Шишкина Ю.В.** Последнедевонский междуречный морфолитогенез на Борисоглебской и юго-востоке Смоленско-Московской возвышенностях

12.40–13.00

**Сухова О.Г.** Литолого-петрографические особенности пород артинского яруса Лабаганского и Наульского месторождений (стендовый доклад)

**Аудитория 604 геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова  
(6 этаж) 14.00–16.00**

**Практический семинар по определению генетических признаков пород с  
использованием оптической микроскопии**

**Ознакомительный раздел для молодых специалистов (тематики на выбор):**

А. Генетические признаки проявлений вулканической деятельности

Б. Генетические признаки конденсирования и элювианирования

В. Структурные типы карбонатов по Данхэму с генетической интерпретацией

Ведущая: Карпова Е.В.

16.00–17.00

**Целевой раздел:**

Сравнительная макро- и микроскопическая характеристика высокоуглеродистых пород

Ведущая: Шарданова Т.А.

18.00–19.00

**Заккрытие научных чтений**

Г.В. Агафонова<sup>1,2</sup>, А.В. Туров<sup>1</sup>, Е.В. Рахимова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «ВНИГНИ», Москва

<sup>2</sup>МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, Москва

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОСКОВСКОМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОМ ИНСТИТУТЕ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ

В 2020 г. исполнится 135 лет со дня рождения М.С. Швецова - яркого представителя Павловской геологической школы, выдающегося ученого в разных областях геологии и крупнейшего методиста-педагога, одного из основоположников науки об осадочных породах. Научная работа М.С. Швецова развивалась по 4 направлениям: палеонтология, стратиграфия, региональная геология и литология. Первые научные исследования М.С. Швецова, начатые еще на студенческой скамье и посвященные стратиграфии нижнемеловых отложений, определялись интересами его учителей – профессора А.П. Павлова, а также ассистента А.Д. Архангельского, который руководил его дипломной работой. В 1922 г. М.С. Швецов, при поддержке А.П. Павлова, впервые в нашей стране начал читать курс петрографии осадочных пород в МГУ и МГА, сначала факультативно, и затем свыше 50 лет работал над его совершенствованием, считая его своим любимым детищем. В 1932 г. М.С. Швецов закончил работу над составлением первого учебника по этому курсу, изданного в 1934 г. Второе издание учебника, объем которого увеличился почти в 1,5 раза, несмотря на исключение отдельных материалов, вышло в свет в 1948 г. В издании 1958 г. большое внимание было уделено вулканогенно-осадочным породам и процессам преобразования осадков [1].

Преподавательская деятельность М.С. Швецова сочеталась с научными исследованиями. Обозначая направления литологии, М.С. Швецов свои работы относил к фациально-петрографическому направлению. М.С. Швецов любил горную породу и всегда подчеркивал необходимость и обязательность изучения вещества. Основной девиз М.С. Швецова студентам «Учитесь читать камни!». Во всех научных работах М.С. Швецов проявлял себя блестящим знатоком фациального анализа, громадную роль здесь играло именно это умение, помноженное на геологическую эрудицию.

С 1919 г. до 1954 г. М.С. Швецов изучались нижнекаменноугольные отложения Центральных районов Русской платформы. В 1938 г. была опубликована фундаментальная работа по строению и условиям формирования каменноугольных отложений Подмосковского бассейна – его докторская диссертация [2]; в 1954 г. монография [3], основным выводом которой было, что только комплексное и детальное изучение строения, петрографического состава, фауны и фациальной изменчивости

может быть положено в основу расчленения и установления условий осадкообразования карбонатных толщ.

М.С. Швецов термин фация употребил в учебнике 1938 г. издания в контексте с ледовыми отложениями – ледовые фации. Определяя цели и задачи литологии в издании 1948 г. М.С. Швецов, избегая термина фации писал «... палеогеография может быть выяснена только путем изучения осадочных пород с учетом всех геологических и палеонтологических данных». В издании 1958 г. фациям посвящено 1,5 страницы текста, из которых следует, что автор придерживается его классического понимания, предложенного австрийцем А. Грессли.

Среди аспирантов и учеников М.С. Швецов – С.В. Тихомиров, Г.Ф. Крашенинников, Г.А. Каледа, М.В. Михайлова, Л.М. Бирин, Н.М. Страхов, И.В. Хворова, Н.С. Ильина, Р.М. Пистрак, В.С. Яблоков, Т.Г. Сарычева, Н.Н. Бакун, П.И. Тарабанько, П.А. Меньяйленко, А.А. Ануфриев, В.В. Меннер-младший. Ниже о работах только нескольких из них.

В 1949 г. С.В. Тихомиров защитил кандидатскую диссертацию, в 1964 – докторскую, продолжил дело по созданию московской школы литологов. В его монографии «Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы» проведено расчленение разрезов и их корреляция на основе палеонтологической характеристики и данных ритмического строения девонской толщи, выявлены особенности изменения обстановок осадконакопления и охарактеризованы основные черты развития осадочного процесса.

В 1954 г. досрочно и блестяще защитил кандидатскую диссертацию Г.А. Каледа – «Девонские отложения Южной Ферганы», в 1984 г. – докторскую «Изменчивость отложений на тектонических структурах», в ведении которой Г.А. Каледа подчеркивает значительное влияние на формирование взглядов его учителя М.С. Швецова. В 1964 г. М.В. Михайловой была защищена диссертация по теме «Петрография и условия образования верхнеюрских отложений Восточной части Горного Крыма». Взяв за основу классификацию М.С. Швецова, М.В. Михайловой разработана классификация верхнеюрских пород, выделены типы органогенных образований, установлена палеогеография верхнеюрских отложений. В 1972 г. В.В. Меннер защитил диссертацию по теме «Девон северо-западной части Сибирской платформы и сопредельных областей», а в 1984 г. вышла его монография «Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы».

Исторически фациальный анализ преподавался на кафедре региональной геологии в курсе «Историческая геология», как основной метод восстановления палеоландшафтов и обстановок обитания организмов, а также в курсе «Формационный анализ», как метод

реконструкции палеогеографических, палеоклиматических обстановок. Методические основы фациального анализа изложены в учебниках и учебных пособиях по исторической геологии [4, 5, 6], формационному [7, 8, 9] и фациальному анализу [10].

За многие десятилетия на кафедре сложилась научная школа, которая рассматривает фациальный анализ как теоретическое обоснование историко-геологического анализа и широко использует в своих научных работах. Упор делается на изучение пространственных взаимоотношений разновозрастных слоев горных пород, их минерального состава, структурно-текстурных особенностей, ископаемых остатков организмов. Фации выделяются в пределах разновозрастного стратиграфического горизонта, в качестве которого могут быть слой, пачка, горизонт, толща (геологическая формация). Таким образом, интерпретация фаций возможна с разной степенью обобщения палеогеографической обстановки, в зависимости от детальности исследования и величины объекта.

В научных исследованиях кафедры широко используется фациальный анализ геологических формаций, разработанный профессором В.М. Цейслером [8, 9, 10], который писал, что последовательность разновозрастных формаций внутри одного бассейна осадконакопления образует латеральный ряд, в котором каждая формация выступает как фация смежной, т.е. «фация» по объему в конкретном случае соответствует формации. Фациальный анализ геологических формаций нашел свое дальнейшее развитие в работах учеников В.М. Цейслера – В.С. Васюкова и А.В. Турова, которые использовали его для установления палеогеографических и палеотектонических реконструкций обстановок формирования мезозойских угленосных толщ Западной Сибири, Турана, Тянь-Шаня [11], а также для уточнения обстановок формирования горючесланцевой толщи волжского яруса восточной части Русской плиты [12,13]. Фациальный анализ угленосных толщ Центральноазиатского региона, Южной и Восточной Сибири нашел свое отражение в работах профессоров Г.Н. Садовникова и Б.В. Полянского.

Обстановка обитания ископаемых организмов большое внимание в своих работах уделяли профессор Г.И. Немков, доценты И.А. Гречишникова, Е.С. Левицкий, Е.Л. Портная, В.Н. Комаров и др.

Ученики учеников М.С. Швецова (Агафонова Г.В., Баранова А.В. Ермолова Т.Е., Офман И.П., Шик Н.С. и др.) продолжают литолого-фациальные исследования разных стратиграфических подразделений осадочных бассейнов России.

## **Литература**

1. *Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.: Госгеолгиздат, 1934, 1948, 1958.



2. Швецов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. // Международный геологический конгресс. 17 сессия. СССР. 1937: Труды. Т. 1. М.: ГОНТИ, Ред. горно-топл. и геол.-развед. лит., 1939. С. 479-496.
3. Швецов М.С. Геологическая история средней части Русской платформы в течении нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Л., Гостоптехиздат, 1954. 79 с.
4. Андрухович А.О., Комаров В.Н., Туров А.В. Историческая геология. Методические указания к лабораторным занятиям. М.: РГГРУ, 2016. 84 с.
5. Гречишникова И.А., Левицкий Е.С. Практические занятия по исторической геологии: Учебное пособие. М.: Недра, 1979. 168 с.
6. Историческая геология. Учебник для вузов// Немков Г.Н., Левицкий Е.С., Гречишникова И.А. и др. – 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1986. 352 с.
7. Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.
8. Цейслер В.М. Основы учения о геологических формациях. Учебно-методическое пособие. М.: Геокарт—Геос, 2012. 166 с.
9. Цейслер В.М. Формационный анализ: Учебник. М.: РУДН, 2002 г. 186 с.
10. Цейслер В.М. Основы фациального анализа: Учебное пособие. М.: КДУ, 2009. 150 с.
11. Васюков В.С., Туров А.В., Цейслер В.М. Формационная зональность верхнеюрских отложений Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии. // Известия вузов. Геология и разведка./ №10, 1985. С. 48-54.
12. Туров А.В. Об обстановках формирования верхнеюрских горючих сланцев на Русской плите. // Известия вузов. Геология и разведка. № 3, 2000. С. 9-20.
13. Цейслер В.М. Основы учения о геологических формациях. Учебно-методическое пособие. М.: Геокарт—Геос, 2012. 166 с.

Г.В. Агафонова<sup>1,2</sup>, Е.В. Рахимова<sup>1</sup>, А.В. Туров<sup>1</sup>, В.Н. Комаров<sup>1</sup>, А.О. Андрухович<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ «ВНИГНИ», Москва

<sup>2</sup>МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, Москва

## СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ БОДРАК

В долине р. Бодрак на территории Крымского учебного геологического полигона встречаются выходы известняков эскиординской свиты: в Аммонитовом овраге, на г. Патиль, в левом борту овра. Шара, на водоразделе оврагов Шара и Мендер. В последних обнажениях известняки содержат большое количество терригенного материала и переходят в кварцевые песчаники. Известняки считаются одновозрастными вмещающим аргиллитам и содержат поздне синемюр-плинсбахскую фауну. До сих пор нет единой

точки зрения на происхождение этих тел [1].

На северном склоне г. Патиль обнажаются известняки (длиной 7 м, шириной 7-10 м, высотой 2-3 м) светло серые и коричневатые, неравномерно кавернозные и ожелезненные, очень крепкие. Породы массивные, неявно линзовидно слоистые. В результате микроскопического исследования установлено 3 структурных типа известняков: органогенно-обломочный, обломочный и оолитово-органогенно-обломочный.

Преобладающим структурным компонентом всех типов известняков являются обломки криноидей (до 90%). Остальные компоненты представлены створками и целыми раковинами брахиопод, гастропод, фораминифер, редкими кубками и обломки колоний губок, обломками створок пелеципод, единичными раковинами остракод, остатками зеленых водорослей (?). Важным компонентом известняков являются известняковые обломки (интракласты) песчаной, гравийной, реже галечной размерности, окатанные, неправильно-изометричные с органогенно-обломочной, пелитоморфно-сгустковой, пелитоморфной структурой. Оолиты в оолитово-органогенно-обломочном известняке характеризуются зачаточной формой, ядрами являются обломки иглокожих, окруженных 1-2, редко 5 концентриками. Терригенная примесь составляет не более 1%, представлена обломками кварца, песчаников и аргиллитов. Цемент в структурных типах известняков преимущественно крустификационный, образует до 7 генераций каемок крустификации, реже поровый. Часто крустификационные каемки сливаются между собой. Именно с этим явлением связана крепость породы. Между компонентами присутствует материал-заполнитель: сгустковый, пелитоморфный, органогенно-обломочный, глинистый. Соотношения между материалом-заполнителем и цементом различные.

Образование криноидного карбонатного тела происходило в мелководной зоне бассейна, в поле волнового воздействия на осадок, об этом свидетельствует окатанность органогенных частиц и интракластов. Криноидеи селились в зонах постоянных течений, способствующих разносу питательных веществ. Волнения и генерируемые ими течения перемывали и окатывали их обломки, но не выносили с данного участка морского дна. Формированию устойчивого грунта, не поддающегося размыву, способствовала ранняя цементация органогенных и известняковых обломков. К постоянным сожителям криноидей относятся лишь мелкие брахиоподы. Их изучение показало, что примерно 25% раковин имеют гладкие створки, что определяется их прижизненным строением, около 20% характеризуются тонкорребристой скульптурой, все остальные (55%) имеют груборребристую раковину. Эти данные свидетельствуют о том, что волнения и течения на данном участке морского дна не были столь сильными, чтобы изменить скульптуру

раковин брахиопод абрадирующим действием взмученного карбонатного песка. Этот вывод подтверждается отсутствием сгруженности обломочных частиц и наличием седиментационного пелитоморфного карбоната между форменными компонентами осадка. В то же время, гидродинамическое воздействие на осадок приводило к образованию интракластов. Ранняя литификация осадка способствовала возникновению жесткого каркаса – твердого морского дна, на котором селились, обитали и гибли последующие поколения иглокожих, формируя аккумулятивное карбонатное тело.

В средней части Аммонитового оврага (левый борт р. Бодрак) располагается известняковая конгломерато-брекчия длиной 11 м, мощностью 5 м, кремово-серая, очень крепкая плотная, неравномерно слоистая. Микроскопическим анализом установлено, что ее обломки гравийной и галечной размерности, сложены известняками мелкодетритовыми, в том числе спиккуловыми, шламово-детритовыми, пелитоморфными со шламом и мелким детритом. В обломках содержится кварц (до 5%). Форма обломков неправильно изометричная, овальная, удлиненная; контуры сглаженные и резко неправильные кармано- и заливообразные. Рядом с обломками галечной размерности располагаются песчаные обломки, «отторженцы», также характеризующиеся резко неправильной формой и контурами. Такие признаки свидетельствуют о формировании брекчии из обломков неполной литификации. Материал-заполнитель сложен обломками криноидей и брахиопод разного размера со следами окатанности, редкими створками и раковинами остракод, обломками губок; содержит карбонатно-глинистое вещество и терригенную примесь (5-25%).

Известняковая конгломерато-брекчия относится к склоновым отложениям, ее составные части имеют разные источники. Терригенный и глинистый материал поступал с суши, полулитифицированные обломки с относительно глубоководных участков дна, органогенные обломки заполнителя с его отмельных участков.

### **Литература**

1. Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О., Комаров В.Н., Рахимова Е.В. Нижнеюрские известняки северного склона г.Патиль (Юго-Западный Крым). //Тезисы докладов. 14-ая Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле». Том 1. М., 2019. С. 173-176.

О.А. Антипова, О.В. Постникова

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

## **ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ РАВНИНЫ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОШАКОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ПРИАНГАРЬЯ**

Район исследований расположен в пределах зоны Ангарских складок, Богучано-Манзинского выступа и южного склона Байкитской антеклизы. Здесь в терригенных отложениях венда открыта серия газовых месторождений, залежи газа в которых приурочены к отложениям тасеевской серии.

Отложения тасеевской серии представлены комплексом пестроцветных преимущественно терригенных пород, общая толщина которых составляет порядка 1300-1500 м. В разрезе отложений тасеевской серии принято выделять три крупных осадочных комплекса (снизу-вверх): алешинскую, чистяковскую и мошакowsкую свиты.

Объектом исследований являются вендские отложения мошакowsкой свиты.

В пределах исследуемого региона отложения мошакowsкой свиты представлены переслаиванием пестроцветных гравийно-песчаных, песчаных, алевро-песчаных и алевро-глинистых разностей [1].

Отложения мошакowsкой свиты отличаются широким разнообразием текстур. Наиболее типичными являются тонкопараллельнослоистая и слабоволнистослоистая текстуры. В отдельных случаях отмечаются текстуры оползания, косослоистые, косоволнистослоистые. Как правило в верхней и средней части разреза отмечаются многочисленные текстуры биотурбации.

Отложения характеризуются преимущественно полиминеральным составом обломочной части со значительным содержанием (более 20%) обломков метаморфических пород и вулканогенно-осадочного материала. Обломочная часть отложений мошакowsкой свиты представлена обломками кварца (40-55 %), калиевыми полевыми шпатами (10-17%), обломками глинистых сланцев (до 10-15%), чешуйками слюд (обычно 3-5%, иногда до 10-12%), обломками кварцитов (3-5%), обломками вулканитов (2-3%). Цемент весьма разнообразный, обычно глинистый иллит-хлоритовый пленочно-поровый, местами сульфатно-карбонатный поровый и базально-поровый, часто коррозионно-поровый. В смешанных породах в равных соотношениях сочетаются сульфатно-карбонатная, глинистая и обломочная составляющие.

Красноцветные отложения мошакowsкой свиты с постепенным переходом залегают на сероцветных терригенных и терригенно-карбонатных отложениях чистяковской свиты.

Породы, слагающие разрез мошакской свиты, формируют циклические последовательности, образующие три седиментационных циклита, имеющих регрессивное строение, выражающееся в постепенной смене в разрезе снизу-вверх относительно более мелкозернистых разностей на грубозернистые.

Особенности текстурных характеристик, резко различающаяся степень отсортированности и окатанности обломочного материала, обилие следов биотурбации осадка свидетельствует о формировании отложений мошакской свиты в пределах приливно-отливной равнины [2].

Цикличность строения разреза обусловлена пульсационным характером движения береговой линии. Нижние части первого и второго циклитов, сложенные алевро-глинистыми породами, видимо, формировались в условиях низкой гидродинамической активности дистальной части приливно-отливной равнины. Для пород этой части циклита характерны текстуры горизонтальнослоистые, ритмичнослоистые, со слабыми признаками волновой ряби. Следов биотурбации в нижней части циклита практически не наблюдается. Вверх по разрезу зона осадконакопления перемещается в область развития песчаных покровов. Здесь широко развиты следы биотурбации и, в частности, крупные формы *Skolithos*.

В отложениях нижней части третьего циклита широко развиты текстуры оползания и следы послойного перемещения слабоконсолидированных обломков и взмучивания осадка. Такие текстуры характерны для глинистой зоны литорали.

Верхняя часть третьего седиментационного циклита мошакской свиты несколько отличается от соответствующих фрагментов разреза первого и второго циклитов. Если в нижних двух циклитах верхняя часть представлена достаточно крупной пачкой песчаных пород со следами *Skolithos*, то в разрезе третьего циклита верхняя часть представляет собой переслаивание песчаных и алевро-глинистых пород со значительно более мелкими следами биотурбации. Для пород этой части разреза характерны параллельнослоистые, пологоволнистослоистые и линзовиднослоистые, а также шаровые и подушечные текстуры, образование которых характерно для застойных зон. В целом формирование отложений верхней части третьего циклита, видимо, происходило в условиях верхней части литорали, где существовали полуизолированные замкнутые водоемы с очень спокойным гидродинамическим режимом.

## Литература

1. Постникова О.В., Пошибаев В.В., Антипова О.А., Духненко Ю.А. Прогноз распространения коллекторов мошакской свиты венда в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы // Экспозиция Нефть Газ. 2017. № 4. С. 14-18.
2. Knaust, D., Bromley R.G. (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments.

Developments in Sedimentology. 2012. Vol. 64. Elsevier, Amsterdam. P. 529-561.

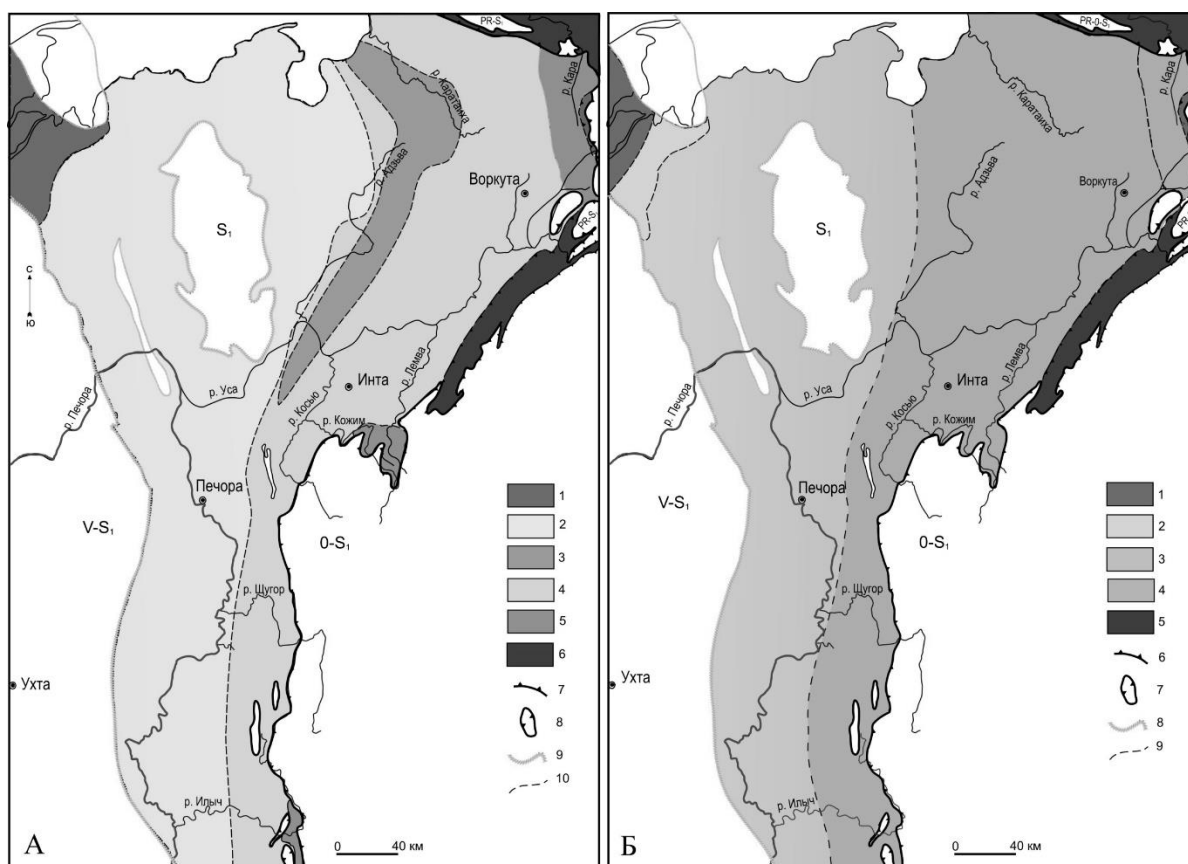
*А.И. Антошкина*

*ФИЦ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН им. академика Н.П. Юшкина*

## **РЕЗКОЕ ФАЦИАЛЬНОЕ СМЕЩЕНИЕ В СРЕДНЕМ ЛУДФОРДЕ КАК ОТРАЖЕНИЕ БИОСФЕРНОГО СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО СИЛУРА**

Исследуемая территория включает Тимано-Североуральский регион и прилегающие арктические области и ее геологическая история в раннем палеозое была связана с формированием каледонид на северо-западе Европейской платформы и Палеоуральского океана на востоке (в современных координатах). Средний лудфорд представляют пограничные слои гердьюского и гребенского надгоризонтов [3]. К позднегердьюскому времени (Рис., А) морской бассейн характеризовался обстановками батиаля с кремнисто-глинисто-карбонатным осадконакоплением (Лемвинская структурно-формационная зона, север Урала), рифовых отмелей на бровке шельфа (Северный, Приполярный, Полярный Урал) зарифовых лагун, приливно-отливных равнин и верхней сублиторали (север Урала и Предуральского краевого прогиба, Печорская синеклиза), низменных равнин с карбонатно-терригенным осадконакоплением и лагун с глинистым и карбонатно-глинистым осадконакоплением (Печорская синеклиза, север Притиманья).

Рифы имели сходный состав каркасостроителей, рифовую зональность и палеоландшафтную структуру, что типично для барьерных рифов. Зарифовые отложения в целом представлены известняками микрозернистыми, строматолитовыми и раковинными, доломитами известковистыми, биотурбированными, тонкоузорчатыми, тонкослойчатыми со следами эрозии. В конце гердьюского времени произошла крупная регрессия, а максимум падения уровня моря проявился в эрозии платформы, развитии в пористо-кавернозных доломитах эпигенетического ангидрита. Резкая и обширная трансгрессия морского бассейна в раннегребенское время привела к затоплению эродированной платформы (Рис., Б). В разрезах Печорской синеклизы гребенские комковатые известняки с брахиоподами могут залегать на разных уровнях гердьюского надгоризонта [2]. Раннегребенское время в целом характеризовалось интенсивным выветриванием, широким распространением глинистых комковатых известняков с прослоями брахиоподовых ракушнякав, полибиокластовых известняков и аргиллитов, которые формировались в условиях сублиторали. Это так называемые “брахиоподовые слои комковатых известняков”, выделенные на мысе Гребень о-ва Вайгач [4] и хорошо распознаваемые в разрезах Урала, Пай-Хоя и циркумарктических регионов.



**Рисунок.** Палеогеографические схемы Тимано-Североуральского седиментационного бассейна в позднегердьюское (А) и раннегребенское (Б) время. Условные обозначения: А-1, Б-1 – низменные равнины периодически заливаемые морем с карбонатно-терригенным осадконакоплением; А-2 – лагуны с глинистым и бикарбонатно-глинистым осадконакоплением; А-3 – лагуны с глинисто-бикарбонатным осадконакоплением; А-4, Б-2 – открытое море с глинисто-карбонатным осадконакоплением; Б-3 – открытое море с глинистым и карбонатным осадконакоплением, монораквинными банками; Б-4 – открытое море с глинисто-карбонатным осадконакоплением, раковинными и колониальными банками; А-5 – окраина шельфа с карбонатным осадконакоплением, рифовыми отмелями; А-6, Б-5 – батталь с кремнисто-глинисто-карбонатным осадконакоплением; 6, 7 – граница тектонических структур первого порядка; 7, 8 – граница выходов древних интрузивных комплексов; 8, 9 – граница погребенных эрозионных областей; 9, 10 – предполагаемая граница фациальных зон.

Пограничные слои гердьюского и гребенского надгоризонтов в естественных выходах, а также вскрытые скважинами, имеют общую характерную черту – резкую смену фаций и комплексов фауны брахиопод, остракод, табулятоморфных кораллов, конодонтов и позвоночных [1]. В результате сформировались хорошо распознаваемые в естественных и погребенных разрезах литологические, палеонтологические и геохимические маркеры, расположенные в пределах глобального биосферного события



– *Lau Event* [57].

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

### Литература

1. Антошкина А.И. Проявление лудфордского события Лау (верхний силур) на северо-востоке Европейской части России // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2018. Том. 6. № 6. С. 27–52.
2. Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 2001.
3. Постановление МСК и его постоянных комиссий. Ред. Жамойда А.И. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. В. 38.
4. Черкесова С.В. Гребенской горизонт силура Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: НИИГА, 1970. С. 5–23.
5. Loydell D.K., Frýda J. At what stratigraphical level is the mid Ludfordian (Ludlow, Silurian) positive carbon isotope excursion in the type Ludlow area, Shropshire, England // Bull. Geosciences. 2011. V. 86. № 2. P. 197–208.
6. Modzalevskaya T.L., Wenzel B. Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan–Pechora region (Russia) // Acta Geol. Polon. 1999. V. 40. № 2. P. 145–157.
7. Jeppsson L. Silurian oceanic events: summary of general characteristics // Silurian cycles: linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes . New York State Museum Bull. 1998. V. 491. P. 239–257.

С.В. Астаркин, О.П. Гончаренко

СГУ имени Н.Г. Чернышевского, Саратов

## ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БОБРИКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Формирование бобриковского горизонта происходило в условиях трансгрессивно-регрессивного развития седиментационного бассейна на начальной стадии ранневизейской трансгрессии.

По выявленным литолого-фациальным особенностям строения бобриковских отложений выделены литолого-палеогеографические комплексы обстановок (континентальные, переходные и морские) с их детализацией на обстановки и субобстановки (Таблица).

Таблица

**Обстановки формирования бобриковских отложений в изученных разрезах**

| Комплекс обстановок | Обстановка                 | Субобстановка                          |
|---------------------|----------------------------|----------------------------------------|
| Континентальный (I) | Размыва и транзита (I-а)   | -                                      |
|                     | Аллювиальная (I-б)         | Русловых отмелей<br>Пойменной равнины  |
|                     | Лимническая (I-в)          | Болот, реликтовых озер                 |
| Переходный (II)     | Дельтовой равнины (II-а)   | Дельтовых рукавов, межукавных областей |
|                     | Фронта дельты (II-б)       | Устьевых баров, ложбин, отмелей        |
| Морской (III)       | Прибрежно-морская (III-а)  | Устьевых баров                         |
|                     |                            | Вдольбереговых баров и валов           |
|                     |                            | Песчано-алевритовых отмелей            |
|                     |                            | Лагун                                  |
|                     | Мелководно-морская (III-б) | Дальней зоны пляжа                     |
|                     | Глубокого шельфа (III-в)   | Шельфовых илов                         |

В пределах Токмовского свода распространена область современного отсутствия бобриковских отложений (зона I-а). Вероятно, эта область представляла собой древнюю сушу, которая интенсивно размывалась и поставляла значительное количество обломочного материала в области прибрежной равнины и морского бассейна.

В пределах юго-восточного окончания Токмовского свода и восточного склона Воронежской антеклизы, захватывая крайние западные части Жигулевско-Пугачевского свода и Мелекесской впадины развиты континентальные отложения, представленные русловыми и лимническими (озерно-болотными) обстановками (зона I-б, I-в). Континентальный комплекс обстановок также установлен в пределах Большекинельского вала юго-восточного, южного окончания Бузулукско-Салмышской моноклинали и протрассированы в северо-западном направлении в сторону юго-восточного окончания Южно-Татарского свода. В составе древнего аллювия преобладают алевро-песчаные отложения, обычно хорошо отсортированные, но с низкой степенью окатанности зерен кварца.

Отложения переходного (дельтового) комплекса обстановок развиты они в пределах северо-восточной и центральной частей Рязано-Саратовского прогиба, западного склона Жигулевско-Пугачевского свода, большей части Мелекесской впадины, юго-западного окончания Южно-Татарского свода и северной, центральной частей Бузулукского

прогиба (зона II-а).

В пределах рассматриваемой зоны дельтовый комплекс представлен отложениями надводной (зона II-а) и подводной (зона II-б) частями дельт и имеют фрагментарное распространение. В ранневизейское время данный комплекс отложений имел значительно большее распространение, но затем был переработан за счет неоднократного перемещения береговой линии палеобассейна.

На большей части территории исследования получили развитие отложения прибрежно-морской обстановки седиментации (зона III-а) представленные субобстановками вдольбереговых баров и валов, устьевых баров и лагун в зоне контакта с континентом. Территория охватывает Бузулукско-Салмышскую моноклинали и окаймляет Муханово-Ероховский прогиб Камско-Кинельской системы прогибов.

В бобриковское время береговая линия неоднократно меняла свое местоположение в пространстве и в настоящее время может быть прослежена в пределах Рязано-Саратовского прогиба, восточной и северо-восточной частей Жигулевско-Пугачевского свода, Бузулукского прогиба, окаймляя Муханово-Ероховский прогиб. Условия седиментации в прибрежно-морских обстановках характеризуются крайне изменчивым гидродинамическим режимом. Средняя мощность отложений данной литолого-палеогеографической зоны составляет 12-15 м, в прогибах достигает 60-80 м.

Среди прибрежно-морской обстановки формирования бобриковских отложений установлена область распространения двух генетических типов обстановок: собственно прибрежно-морская и подводной части дельты (зона II-б и III-а).

Мелководно-морская обстановка (зона III-б) в бобриковском палеобассейне получила ограниченное распространение. Представлена в пределах восточной части Рязано-Саратовского прогиба и южной части Бузулукской моноклинали.

В пределах саратовской, оренбургской частей бортовой зоны Прикаспийской впадины выделена область развития обстановок глубокого шельфа (зона III-в). В условиях открытого бассейна с нормальной соленостью вод происходило накопление исключительно карбонатных илов.

Полученные результаты литолого-палеогеографических исследований уточняют и детализируют существующие представления об условиях формирования бобриковских отложений в пределах юго-востока Русской плиты

А.В. Баранова<sup>1</sup>, Е.Л. Зайцева<sup>1,2</sup>, Л.И. Кононова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУ ВНИГНИ, Москва

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

## РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА АЛЬКЕЕВСКОЙ СЕРИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УСТЬ-ЧЕРЕМШАНСКОГО ПАЛЕОПРОГИБА

В позднем девоне осадконакопление на территории Волго-Уральской области контролировалось Камско-Кинельской системой прогибов (ККСП), которая обусловила формирование сложного фациального рисунка в пределах окраинного эпиконтинентального морского бассейна Восточно-Европейской платформы. Верхнедевонские отложения депрессионных зон ККСП объединены в алькеевскую серию, сложенную преимущественно глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями доманикового типа, среди которых широко распространены высокоуглеродистые карбонатно-кремнистые породы сланцеватой текстуры с высоким содержанием органического углерода, изменяющимся от 4 до 18%. [1,2]. Алькеевская серия включает кузнечихинскую, могутовскую, доманиковую, мендымскую, аскынскую (франский ярус) и малочеремшанскую (фаменский ярус) свиты. Типовым разрезом алькеевской серии, в частности стратотипом кузнечихинской и малочеремшанской свит, послужил разрез опорной скв. 1 Мелекесская, расположенной в центральной части Усть-Черемшанского палеопрогиба. Верхнедевонские отложения в этом разрезе представлены глубоководными фациями, в которых встречены конодонты, радиолярии, тентакулиты, аммоидеи, брахиоподы, двустворчатые моллюски, остракоды, фораминиферы, спикулы кремневых губок и др. Детальное его расчленение проведено по комплексам конодонтов, фораминифер, радиолярий и миоспор [3]. Кузнечихинская свита (тиманский горизонт), слагающая основание серии, отличается преимущественно глинистым составом пород. В нижней части она представлена переслаиванием глин и алевролитов с редкими прослоями органогенных и обломочных известняков. Верхняя часть свиты сложена глинами с прослоями мергелей, содержащими остатки бухиол, лингул, остракод и рыбные остатки. Кузнечихинская свита содержит комплексы миоспор нижней части зоны *Raistrickia bucera*–*Archaeozonotriletes variabilis insignis*, и верхняя подсвита – конодонты зоны *Early falsiovalis*. В вышележащих отложениях алькеевской серии глинистые породы практически отсутствуют, и широкое распространение получили высокоуглеродистые карбонатно-кремнистые породы сланцеватой текстуры. В могутовской свите (саргаевский горизонт) высокоуглеродистые породы переслаиваются

с биокластовыми и микрокристаллическими известняками и имеют глинисто-кремнисто-карбонатный состав. В отложениях встречаются разнообразные ассоциации конодонтов зон *Late falsiovalis* и *Palmatolepis transitans* и комплекс верхней части миоспоровой зоны *Raistrickia buccera*–*Archaeozonotriletes variabilis insignis*. Доманиковая (доманиковый горизонт) и аскынская (евлановский и ливенский горизонты) свиты представлены полностью высокоуглеродистыми карбонатно-кремнистыми сланцеватыми породами с редкими маломощными прослоями преимущественно тентакулитовых известняков. Мендымская свита (речицкий и воронежский горизонты) в нижней части также сложена высокоуглеродистыми сланцеватыми породами, а верхняя ее часть выделена в так называемый «воронежский репер», представленный известняковыми конгломератобрекчиями, в составе которых преобладают брекчии с углеродистым кремнисто-карбонатным заполнителем. В верхней части доманиковой свиты встречаются конодонты зоны *Early* и *Late hassi*, в мендымской – *Early rhenana*, и в нижней части аскынской – *Late rhenana*. Малочеремшанская свита фаменского яруса имеет ритмичное строение, выраженное в чередовании пачек высокоуглеродистых карбонатно-кремнистых и слабоуглеродистых, преимущественно карбонатных пород, в составе которых преобладают обломочные разности. Нижняя подсвита охарактеризована редкими конодонтами зон *Middle* и *Late crepida*. В средней подсвите установлены конодонты зоны *marginifera*, фораминиферы зоны *S. primaeva*–*Q. communis* и радиолярии экозоны *Natgorella hirsuta*–*Spinoalium melekessensis*. Верхняя подсвита содержит фораминиферы зоны *Q. kobeitusana*.

В составе высокоуглеродистых пород как франского, так и фаменского яруса большую роль играет биогенный кремнистый материал, образованный скелетами радиолярий. Карбонатная составляющая этих пород во франском ярусе представлена в основном остатками фауны доманикового типа: тентакулитами, а также остракодами, энтомозоидами, аммоноидеями, двустворчатыми моллюсками, брахиоподами. В аскынской свите в составе высокоуглеродистых пород появляется карбонатный обломочный материал в виде литокластов и биокластов в различной степени окатанных, а также органогенный шлам и пелитоморфный карбонат, образующий линзы и пропластки. Вверх по разрезу количество карбонатного обломочного материала, перемещенного из мелководных областей бассейна увеличивается. В малочеремшанской свите он имеет основное породообразующее значение, особенно в верхней подсвите, в которой верхняя слабоуглеродистая карбонатная пачка сложена преимущественно биокластовыми и шламово-микрозернистыми известняками с кальцитизированными спикулами кремневых губок. В пограничных отложениях франского и фаменского ярусов, в высокоуглеродистых породах верхней пачки аскынской свиты и в нижней

подсвете малочеремшанской свиты наблюдается значительное количество туфогенного материала, представленного удлиненными линзовидными включениями частиц измененного пеплового состава.

### Литература

1. *Фортулатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А. и др.* Стратиграфия верхнего девона Волго Уральского субрегиона (мат-лы по актуализации стратиграфических схем). М.: ВНИГНИ, 2016. 176 с.
2. *Фортулатова Н.К., Порожун В.И., Петерсилье В.И. и др.* Нетрадиционные источники УВ отложений доманикового типа // ВНИГНИ 65. Люди, результаты и перспективы / Ред. А.И. Варламов, В.И. Петерсилье. М.: ВНИГНИ, 2018. С. 321–350.
3. *Фортулатова Н.К., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И. и др.* Литолого-фациальная и биостратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений опорной скважины 1 Мелекесская (Мелекесская впадина, Волго Уральская область) // Бюлл. МОИП. 2018. Т. 93, № 5 6. С. 3–49.

*Н.И. Бойко*

*ЮФУ, Ростов-на-Дону*

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИММЕРИЙСКИХ РОССЫПЕВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В результате выполненных нами на территории Предкавказского россыпного бассейна поисково-оценочных работ выявлен ряд новых титан-циркониевых россыпей. При этом наиболее перспективные из них оказались приуроченными к киммерийским отложениям Таманского полуострова [1].

Киммерийские титан-циркониевые россыпи локализуются в отложениях сенновской свиты (пантикапейские надрудные слои) Таманского полуострова. Продуктивная толща сложена песками серыми и светло-серыми, кварцевыми, параллельно- и косослоистыми, мелкозернистыми, с включениями линз глин подводного оползания. Мощность опробованных интервалов видимого черного шлиха колеблется от 0,5 до 52 м. Основными рудными минералами являются ильменит, лейкоксен, рутил и циркон. Их суммарное содержание варьирует от 4,9 до 16,9 кг/м<sup>3</sup>. Из других тяжёлых минералов диагностированы магнетит, дистен, сфен, ставролит, амфиболы, турмалин, гранаты, гематит и единичные зёрна платины.

Принимая в качестве главного поискового критерия считавшуюся достоверно

доказанной фациальную приуроченность промышленно значимых россыпей к прибрежно-мелководным участкам бассейна седиментации, для россыпевмещающих киммерийских отложений был осуществлен литолого-фациальный анализ. В составе киммерийского яруса Таманского полуострова выделены следующие основные литолого-фациальные комплексы, получившие региональное распространение:

1. Отложений внешнего шельфа, протягивающихся неширокой полосой от Керченского полуострова через Таманский полуостров до городов Анапа и Крымск на востоке. В нижней и средней частях разреза наблюдаются глинистые отложения, а в верхней – пески с редкими тонкими прослоями глин.
2. Образований внутреннего шельфа, вскрытых многочисленными скважинами в Западно-Кубанском и Индольском прогибах. Сложен комплекс глинами, переходящими вверх по разрезу в песчаные и алевроитовые породы.
3. Прибрежно-мелководных отложений, узкой полосой оконтуривающих область распространения киммерийских образований рассматриваемого региона. Комплекс представлен чередованием различных типов песков и глинистых пород.

Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения выделенных литолого-фациальных комплексов позволяет говорить о накоплении их в полуизолированном мелководном бассейне, охватившем в киммерийское время значительную часть Западного и Центрального Предкавказья, современную акваторию Азовского моря и прилегающую к нему с севера территорию юга Украины, северную и восточную части Керченского полуострова, а также Таманский полуостров. Характер осадконакопления в киммерийском водоеме во многом был унаследован от предшествующих этапов развития Азово-Кубанского бассейна. Но в отличие от предыдущих меотического и понтического веков его связь с относительно глубоководным Черным морем была затруднена и осуществлялась только через узкий Еникальский (Керченский) пролив. Избыточно поступавшие в киммерийский бассейн седиментации речные воды обуславливали формирование направленных с севера на юг (в зону палеопролива) течений.

Такое полуизолированное положение Азово-Кубанского бассейна седиментации в киммерийское время способствовало тому, что приносимый с окружающей суши терригенный материал в основном концентрировался здесь же. Питающими провинциями были Украинский щит, горный и равнинный Крым, островные (антиклинальные) поднятия Керченско-Таманского района и Главный Кавказский хребет. При этом все эти провинции в той или иной мере могли являться также источниками титан- и цирконийсодержащих минералов. Одним из основных источников формирования киммерийских россыпей Таманского полуострова могли являться также

размывавшиеся в это время сарматские россыпи Ставропольского свода [2].

Выполненные фациальные построения и палеогеографические реконструкции указывают также на существенную роль в процессах киммерийского осадконакопления вообще и формирования россыпей, в частности, подстилающих меотических мшанковых органогенных построек. Эти постройки впервые были описаны ещё в начале прошлого века Н.И. Андрусовым [3] и после этого никем практически не изучались.

Нами установлено, что меотические органогенные постройки формировались в Еникальском (Керченском) проливе, соединявшем мелководный Азово-Кубанский меотический бассейн с относительно глубоководным Черноморским бассейном [4]. В этом проливе, на границе участков дна с различной глубиной, обычно на крыльях сингенетично развивающихся антиклинальных структур, создавались условия, способствующие формированию такого специфического объекта, как мшанковые органогенные постройки.

Постройки, будучи расположенными в единственно оставшемся проливе, соединявшем Азово-Кубанский киммерийский суббассейн с Черным морем, из-за своей морфологической выраженности продолжали играть роль бара. Именно этот бар препятствовал выносу терригенного материала, а вместе с ним и россыпеобразующих минералов, из Азово-Кубанского водоема.

## Литература

1. Бойко Н.И., Коркошко А. В. Киммерийские титан-циркониевые россыпи Таманского полуострова // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 22-26.
2. Бойко Н.И. Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 6. С. 523-530.
3. Андрусов Н.И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Том I. С. 395-540.
4. Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования меотических отложений Азово-Кубанского региона // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 182-186.

*Н.С. Болиховская, Р.Р. Макшаев*

*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

## **ФАЦИАЛЬНЫЕ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ШОКОЛАДНЫХ ГЛИН НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ**

Толща шоколадных глин, впервые описанная П.А. Православлевым [1] в разрезах Нижнего Поволжья, сформировалась в максимальную стадию развития



раннехвалынского бассейна Каспия. Выводы о фациально-генетических особенностях, возрасте и ландшафтно-климатических условиях образования шоколадных глин относятся к числу наиболее дебатированных проблем в работах, освещающих результаты изучения всего комплекса нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия. Большинство авторов указывает на развитие шоколадных глин в морских условиях. Г.И. Горецкий [2] считал, что шоколадные глины имеют некоторую схожесть с озерно-ледниковыми отложениями и скорее относятся к флювиогляциальным образованиям. Рядом исследователей подчеркивается перигляциальная природа условий седиментации шоколадных глин. И.А. Чистякова и Ю.А. Лаврушин [3] указывают на определяющую роль криогенных процессов — так называемых криосуспензионных потоков, которые впоследствии отложились в виде шоколадных глин. Предполагается определяющая деятельность талых ледниковых вод поздневалдайского покрова в транспортировке тонко-взвешенного материала — источника накопления шоколадных глин [4].

В решении многих вопросов позднеплейстоценовой палеогеографии Каспийского бассейна важная роль отводится результатам спорово-пыльцевого анализа [5]. Дискуссионностью вопросов фациально-генетических и ландшафтно-климатических условий формирования шоколадных глин Северного Прикаспия продиктована необходимость изучения тафономических особенностей пыльцы и спор из этих образований и уточнение таксономической принадлежности важнейших компонентов палинофлоры. В связи с этим Н.С. Болиховской было выполнено детальное палинологическое изучение шоколадных глин, а также вышележащего и подстилающего слоев, вскрытых в интервале глубин 1,2 м – 4,0 м в верхней части разреза Средняя Ахтуба (48°41'54'' с.ш. и 44°54'33'' в.д.). Разрез расположен на левом берегу р. Ахтуба в 0,5 км южнее одноименного поселка. Кровля разреза располагается на абсолютной высоте ~ 15 м. Для шоколадных глин разреза получены ОСЛ даты  $15\,000 \pm 1000$  и  $13\,000 \pm 500$  л.н., подтвердившие результаты опубликованных ранее радиоуглеродных определений их абсолютного возраста и корреляции времени их накопления с периодом деградации осташковской стадии валдайского оледенения Русской равнины [6].

Эколого-ценотический анализ изученной палинофлоры и изменения состава и процентного участия таксонов в полученных палинологических спектрах позволили сделать заключение о генезисе шоколадных глин и реконструировать последовательные смены ландшафтно-климатических условий, происходившие при образовании всей изученной нижнехвалынской толщи. Установлено, что шоколадные глины формировалась в мелководном водоеме, на что указывает большое количество во всех образцах зеленых водорослей (*Botryococcus* и *Pediastrum*), а также высокое содержание (до 16-24%) в ряде спектров пыльцы водных растений (*Myriophyllum*, *Potamogeton*,

*Lemna*), обитающих в лиманах, плавнях, озерах, старицах, болотах и т.д., и представителей прибрежно-водных сообществ (*Alismataceae*, *Typha*, *Sparganium*, *Elatine alsinastrium*). Палинологические индикаторы солоноватоводных обстановок малочисленны. О морских условиях седиментации шоколадных глин говорит присутствие в ряд проб типично морских диноцист (*Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium gracile*). Эти таксоны были широко распространены в палеогене и неогене, поэтому нельзя исключить их принадлежность к аллохтонному комплексу.

О формировании шоколадных глин в условиях перигляциальных ландшафтов наглядно свидетельствует совместное участие в спектрах пыльцы и спор представителей тундровой, бореально-лесной и пустынно-степной флор (*Betula nana*, *B. fruticosa*, *Alnaster fruticosus*, *Dryas octapetala*, *Botrychium boreale*, *Abies* sp., *Picea* sect. *Picea*, *Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*, *B. pubescens*, *Ephedra* sp., *Artemisia* s.g. *Seriphidium*, *A. s.g. Euartemisia*, *Atriplex cana*, *A. litoralis*, *A. verrucifera*, *Halostachys capsica*, *Kochia prostrata* и др.). На протяжении периода их накопления на территории исследуемого района были развиты растительные сообщества ледникового климата – тундро-степи, перигляциальные лесостепи, перигляциальные степи, перигляциальные редколесья и перигляциальные леса. Широкое развитие микротермных ерниковых формаций из *Betula nana* и кустарниковых сообществ из *Betula fruticosa*, *B. nana*, *Alnaster fruticosus*, *Juniperus* и др. свидетельствует о суровых климатических условиях и, возможно, существовании островной многолетней мерзлоты в холодные (стадиальные) этапы осташковского позднеледникового. Тем самым подтверждены представления ряда исследователей, опирающихся на результаты литологических исследований шоколадных глин.

## Литература

1. Православлев П.А. Материалы к познанию нижеволжских отложений // Изв. Варшавского ун-та, 1908. № 2. 464 с.
2. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волга в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
3. Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледникового на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.
4. Tudryn A., Chalief F., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V.Yu., Tucholka P., Leroy S.A.G. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // Quaternary International. 2013. N 292. P. 193–204.
5. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геологического ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып 64. 263 с.

6. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий гидрологические события позднего квартала // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. Вып. №73. С. 19–51.

М.Г. Бояришинова, М.Н. Уткина, О.В. Антонюк

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

## МИКРОБИОЛИТЫ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ СОЛИКАМСКОЙ ДЕПРЕССИИ

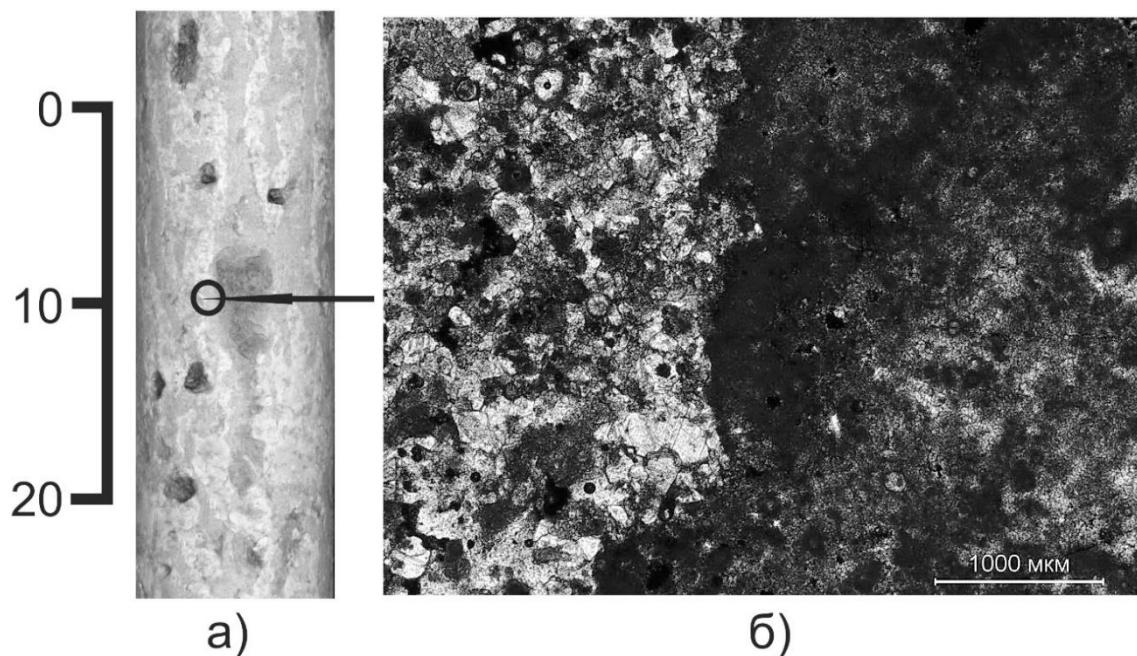
На северо-востоке Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (ВУНГП) в пределах центральной части Соликамской депрессии (Березниковское палеоплато) расположена группа верхнедевонских одиночных органогенных сооружений. С биогермными образованиями данных сооружений связано большинство промышленных залежей Соликамской депрессии. Резервуары характеризуются неодородностью строения и неравномерностью распределения коллекторских свойств, что обусловлено сложным сочетанием и чередованием разнофациальных типов пород. Изучение закономерностей пространственно-временного распространения разнообразных типов карбонатов является важным для оптимизации проведения геолого-разведочных работ и совершенствования системы разработки месторождений.

Верхнедевонские органогенные сооружения Соликамской депрессии сложены известняками сферо-узорчатыми и водорослевыми биогермными, сгустковыми и комковатыми, массивными. Основными биогермообразователями выступают цианобактерии (*Renalcis*, *Shuguria*, *Izhella*, *Epiphyton* и др.) и, реже, багряные водоросли. Часто встречаются различные по морфологии и размеру кальцисферы, прослоями многочисленные, представляющие собой остатки различных организмов (радиолярий, однокамерных фораминифер и др.). Консументы также представлены остракодами, редкими брахиоподами и гастроподами. Для склоновых частей сооружений характерны обломочные и брекчиевидные разности известняков с часто отмечаемыми обломками иглокожих.

Особое внимание привлекают к себе прослой биогермных известняков со столбчато-ветвистыми формами микробиолитов, встреченные в разрезах органогенных сооружений разных частей Березниковского палеоплато (Гагаринское, Маговское, Сухарева, Ростовицкое и др.). Толщина данных прослоев изменяется от 0,2 до 1,6 м. Границы с ниже- и вышележащими отложениями постепенные.

Микробиолиты представлены субвертикальными столбчатыми ветвящимися формами с неровной (извилистой неправильной) боковой поверхностью. Ветвление

слабое, иногда столбики соединяются между собой. Толщина столбиков составляет в среднем 1–4 см (Рис. а). Внутренняя структура представлена известняками тонко-микрозернистыми с кальцисферами и сферо-узорчатыми, плотными (Рис. 1б).



**Рисунок.** а) Столбчато-ветвистые формы микробиолитов. Фотография керна. Гагаринское м-ние. Инт. 2004,85-2005,15 м. б) Контакт фрагмента микробиолита и материала заполнения. Фото шлифа (ник. II). Глуб. 2005,0 м.

Данные формы очень похожи на строматолиты фаменских рифов ВУНГП, описываемые Вилесовым А.П. с соавторами [1]. Однако здесь наблюдается отсутствие характерной для строматолитов слоистости и отличие внутренней структуры микробиальных образований. Что позволяет назвать эти формы тромболитами [2, 3]. Тромболиты формируют каркас, внутреннее пространство которого заполнено известняками сферо-сгустковыми и сферо-комковатыми с литокластами, пористо-кавернозными (Рис. б). Литокласты песчаной размерности (до 0,5 мм), плохо окатаны, сложены сферо-узорчатым и сферо-микрозернистым известняком. Поры и каверны зачастую сливаются друг с другом, придавая породе «губчатый» облик.

Присутствие описываемых столбчато-ветвистых форм микробиолитов зафиксировано на одном стратиграфическом уровне в нескольких скважинах, пробуренных в пределах одного поднятия. Выделяемые прослои представляют собой продуктивные пачки с высокеемкими коллекторами. Следовательно, можно предполагать наличие продуктивных отложений во вновь пробуренных скважинах на

стратиграфических уровнях, в пределах которых встречены описываемые микробиолиты.

Таким образом, в данной работе еще раз подчеркивается важная роль микробиолитов в формировании верхнедевонских органогенных сооружений, их разнообразие, а также практическое значение их интерпретации для нефтяной геологии.

### Литература

1. Вилесов А.П., Бояришинова М.Г., Винокурова Е.Е. Значение строматолитов в формировании каркаса фаменских рифов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания / под ред. А.И. Антошкиной. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 27-29.
2. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application (sekond edition). Berlin, Heidelberg: Springer, 2010. 984 p.
3. Riding R. Microbialites, stromatolites, and thrombolites // Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series. Heidelberg, 2011. P. 635-654.

*А.П. Вилесов, Ю.И. Никитин, О.В. Рихтер, Р.Х. Махмудова*  
 ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень

## МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ КОЛГАНСКОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СОЛЬ-ИЛЕЦКОГО СВОДА

Колганская толща является примером осадочного комплекса смешанного состава с чередованием и латеральными замещениями карбонатных, терригенных и глинистых отложений. Её осадки образуют северное и северо-западное обрамление Соль-Илецкого свода (СИС). Период формирования толщи связан с размывом нижнепалеозойских пород инвертированного Уральского авлакогена (средний фран – средний фамен). Инверсия происходила в результате протекавших в Уральском океане коллизионных процессов [1]. Её признаки проявились уже в саргаевское время – в доломитах горизонта зафиксирован грубозернистый песчаный материал.

В средне-позднефранское время процессы седиментации на обрамлении новообразованной Соль-Илецкой суши (СИС) определялись: 1) тектоническими движениями Соль-Илецкого поднятия; 2) эвстатическим подъёмом относительного уровня моря (ОУМ); 3) влажным теплым климатом тропической зоны, в которой располагалась эта часть палеоконтинента Лавруссия [2].

В доманиковое время глобальный подъём ОУМ сопровождался установлением по обрамлению суши морских мелководных и относительно глубоководных обстановок с

богатым комплексом бентосных организмов. Сформировалась карбонатная платформа (КП) толщиной до 40-70 м. В карбонатах присутствует терригенная примесь. За пределами КП заложилась одиночные строматопорово-коралловые рифы рыбкинской группы [3]. В результате повышения ОУМ они оказались окружены относительно глубоководными зонами с придонной аноксией и конденсированным осадконакоплением.

В конце доманика в регионе произошло падение ОУМ, вызванное тектоническими движениями блоков СИС. Заложилась субширотные разломы, на приподнятых южных крыльях которых доманиковые отложения подверглись размыву и карстованию. В рыбкинских рифах на этом уровне установлены горизонты карбонатных брекчий. По материалам 3D сейсморазведки и бурения за уступом Алексеевского разлома выделена позднедоманиковая фэн-дельта с толщиной в проксимальной части терригенных осадков до 70-80 м.

В речицкое время на фоне продолжавшегося эвстатического подъема ОУМ возобновился рост одиночных рифов. Над дистальной частью доманиковой КП получила развитие Таращанско-Дачно-Репинская (ТДР) КП с дифференцированной фациальной зональностью. ТДР КП образовала седиментационный барьер с крутым северным склоном в сторону глубоководной зоны шельфа. Между ТДР КП и СИС в результате тектонического опускания развивалась область депонирования значительных объемов терригенного материала, поставляемого флювиальными системами с СИС. В керне диагностированы гравелито-песчаники и песчаники русел сплетающегося типа. К концу речицкого времени впадина была снивелирована терригенными осадками, которые начали поступать и в карбонатные бентосные системы ТДР КП. В разрезе появились смешанные высокочастотные циклы. Речицкое время завершилось региональным падением ОУМ, обусловленным новым подъёмом СИС. ТДР КП и рыбкинские рифы в условиях влажного тропического климата подверглись карсту. За крутым северным бортом платформы, в условиях низкого стояния ОУМ (LST воронежской секвенции), формировались обширные фэн-дельты (например, Царичанская).

Продолжение эвстатического подъёма ОУМ в воронежское время привело к возобновлению роста рыбкинских рифов. К северу от ТДР КП, на глинисто-терригенных клиноформах речицких фэн-дельт, заложилась Алисовская (Ал) КП с поясом барьерных рифов по северному краю. В керне диагностированы карбонатные дебриты крутого склона КП. К северу от барьерной зоны Ал КП, на дистальном склоне позднеречицкой фэн-дельты, заложилась одиночные строматопоровые рифы вахитовского типа [4]. По направлению к СИС в осадках Ал КП увеличивается терригенная составляющая.

В конце воронежского времени вновь произошло региональное падение ОУМ. По

развитию карстопроявлений в одиночных рифах амплитуда падения оценивается в 40 м. Аллювиальные системы с СИС распространились на север, достигли края Ал КП и сформировали за ним новые фэн-дельты (Вахитовская).

Евлановско-ливенский этап начался с продолжения эвстатического подъёма ОУМ. Терригенное осадконакопление отодвинулось к СИС – терригенный материал распространялся волновыми процессами и повсеместно присутствует в карбонатных породах. Развитие рыбкинских рифов не возобновилось, подавленное терригенно-глинистой взвесью, поступавшей в бассейн. Одиночные вахитовские рифы продолжили свой рост. Заметно изменился преобладающий тип их рифостроителей: на первый план вышли микробиальные сообщества. В краевой зоне Ал КП получили развитие барьерные отмели с карбонатными песками.

В волгоградское время раннего фамена в результате глобального падения ОУМ карбонатное обрамление СИС и вахитовские рифы были обнажены и подверглись воздействию карста. Сформировались врезанные речные долины, одна из которых, заполненная флювиальными нефтенасыщенными песчаниками, вскрыта в пределах Землянского ЛУ на Рыбкинском поднятии. За бортом Ал КП флювиальные системы врезанных долин нарастили позднефранские фэн-дельты.

В задонское время возобновилась трансгрессия, которая также охватила всю территорию, прилегающую к СИС. Над коллекторами верхнего франа сформировалась региональная карбонатно-глинистая покрывка. Мелководно-морской комплекс осадков вблизи СИС сложен ритмичной толщей глинисто-алевритово-песчаных пород (пласт Дкт1). Породы-коллекторы представлены песчаниками, накопленными в условиях низкоэнергетичного морского мелководья с преобладанием приливно-отливных процессов. Они сформировали маломощные пластовые тела, проградирующие в сторону палеобассейна. По мере удаления от СИС к северу наблюдается смена терригенных осадков на карбонатные, появление зернистых карбонатных отмелей. Проградационное наращивание шельфового мелководья происходило за счет бентосных карбонатных систем.

Детальная реконструкция истории седиментации колганской толщи является основой успешного освоения ее ресурсов. Типизация разнообразных по генезису и возрасту терригенных и карбонатных тел дает их диагностические признаки в процессе ГРП, и, в первую очередь, при интерпретации материалов 3D сейсморазведки.

## Литература

1. Никитин Ю.И., Остапенко С.В. Связь нефтеносности Волго-Уральской провинции с плитной тектоникой Урала // Нефтяное хозяйство, 2008. № 12. С. 15-17.

2. Scotese C.R. 2014. Atlas of Devonian Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, vol. The Late Paleozoic, Maps 65-72, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.

3. Вилесов А.П., Немирович Т.Г., Лашманова А.А. Франские одиночные рифы Оренбургской области и перспективы их нефтегазоносности // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всеросс. литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т.1. С. 158-163.

4. Вилесов А.П. Верхнефранские рифы Вахитовского типа (Оренбургская область): история формирования, особенности строения // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Материалы VIII Всеросс. литологического совещания. Москва: РГУ нефти и газа им.И.М. Губкина, 2015. Том II. С. 26-30.

*Н.И. Глушанкова, Т.Н. Воскресенская, В.М. Соболев*  
*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

## **ЛИТОЛОГИЯ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ БЕЛОМОРЬЯ**

Белое море представляет собой один из трех внутришельфовых бассейнов (Балтийское море, Гудзонов залив), на особенностях современной седиментации которого сказались, как особенности развития этой территории в древнейшие этапы истории Земли, так и относительно молодые процессы плейстоценового ледникового и послеледникового осадконакопления. Древнейший этап нашел отражение в формировании геологических особенностей дочетвертичного субстрата, а плейстоценовый литоморфогенез обусловил как само формирование беломорской котловины с ее контрастным рельефом и специфическими сочетаниями береговой линии, так и привел к поступлению в нее большого объема осадочного материала в течение позднего – и послеледникового времени. В истории формирования осадочного покрова четко выделяются два седиментационных этапа. Первый связан со временем отступления Скандинавского ледника и активного поступления в беломорскую котловину талых вод с большим количеством детрита ледникового и водно-ледникового происхождения. В этот период осадконакопление происходило практически во всей котловине, а сама седиментация имела пульсационный характер. Это привело к образованию здесь циклически слоистых, реже монотонных осадков преимущественно алевритового состава со значительной примесью щебнистых и дресвяных обломков кристаллических пород. Минеральный состав и геохимия осадков отражают первичный состав гранито-гнейсов Балтийского кристаллического щита. Второй этап седиментогенеза в Белом море (средне-позднеголоценовый) – типично морской. В



отличие от позднеплейстоценового этапа осадконакопление развито локально и характеризуется контрастным фациальным строением. Спокойноводное накопление глинистых осадков сосредоточилось во впадинах ледникового и дочетвертичного рельефа. Волновые осадки приурочены к берегам с отлогим подводным береговым склоном, сложенным осадочными породами.

В Горле Белого моря (66°30'с.ш., 41°20'в.д.) – узком проливе, соединяющим акватории Белого и Баренцева морей и представляющим собой депрессию, приуроченную к тектоническому шву между Балтийским кристаллическим щитом и Русской платформой, формирование осадочной толщи в поздне – и послеледниковое время определялось существованием обширного приледникового бассейна. Он формировался, начиная с бореального времени у Зимнего берега до верхнего дриаса – у кромки тающего ледника Терского берега. Мощность осадочной толщи в пределах акватории Горла по данным глубоководного бурения составляет обычно до 30-50м, а в депрессиях рельефа коренных пород, по данным сейсмоакустических исследований, может достигать 100м [1]. Плейстоценовые отложения залегают в Горле Белого моря непосредственно на древнейших коренных породах венда. Наиболее древними являются морские микулинские пески, часто глинистые с включением мелкого ракушечного детрита, сохранившиеся от размыва в виде маломощных фрагментов. Абсолютные отметки залегания кровли этих образований колеблются от – 65 до – 200м. Значительное место в строении разреза принадлежит ледниковым поздневалдайским отложениям. Подводные конечно-моренные образования установлены, в частности на Терском шельфе Горла Белого моря, где они, по сейсмоакустическим данным, образуют серию из семи кулисообразно расположенных гряд суммарной мощностью до 100 м. На Зимнем берегу в районе мыса Инцы мористое продолжение моренных гряд фрагментарно прослеживается вплоть до района Кедовских кошек. Конечно-моренные, поздневалдайские образования различных стадий отступления ледников хорошо известны на прилегающей суше - Онежском полуострове, Зимнем и Терском берегах.

Основную часть разреза плейстоцена в Горле Белого моря составляет мощная (до 24 м) и довольно однородная толща алевроитово-тонкопесчаных пород, четко прослеживающаяся на большей части акватории в виде хорошо выраженного геологического тела. Время формирования толщи, исходя из ее положения в разрезе между поздневалдайскими ледниковыми и среднеголоценовыми морскими отложениями, а также согласно палинологическим данным, охватывало аллеред, поздний дриас, пребореал, начало бореала. В это время в пределах современной акватории Горла Белого моря существовал специфический приледниковый водоем, в котором накапливались преимущественно тонкие осадки. Бассейновый характер

седиментации подчеркивается серыми гидроморфными тонами окраски, наличием прослоек моносulfида железа – гидротроилита.

### Литература

1. Воскресенская Т.Н., Соболев В.М. Состав и условия накопления осадков на шельфе Белого моря в позднем плейстоцене и голоцене // Литология и полезные ископаемые. 1998, № 3. С. 239-243.

*О.В. Голованова*

*ГИН РАН, Москва*

## К ВОПРОСУ О ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ АБАЗИНСКОЙ СВИТЫ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ, РАЗРЕЗ Р. ХЕУ).

Абазинская свита нижнего эоцена Предкавказья, выделяется специфическим лито-фаціальным составом и обогащением кремнистым веществом. Она залегает между отложениями нальчикской и черкесской свит. В верхней части нальчикской свиты залегает сапропелитовый горизонт, сформировавшийся в ходе глобального биосферного события РЕТМ (Палеоцен-Эоцен Термальный Максимум) на рубеже танетского и ипрского ярусов международной стратиграфической шкалы [1]. Вопросы особенности состава, распространения и формирования абазинской свиты еще не решены, несмотря на определенный научно-практический интерес [2].

Выходы абазинской свиты на поверхность земли отмечаются в пределах субширотно-ориентированной зоны (от р. Подкумок до р. Лаба [2]), включающей Северо-Кавказский краевой массив. В изучаемом разрезе р. Хеу (опробование Ю.О. Гаврилова и Е.А. Щербининой) свита представлена пластами переслаивающихся голубовато-зеленовато-серых кремнистых глин: относительно более массивных, крепких, “звонких” и менее крепких, с режущим краем, распадающихся по напластованию вплоть до тонкопластинчатых фрагментов. Порода сильно липнет к языку. Мощность прослоев – до 0,5м, они имеют линзовидно-пластовое залегание, характерное для шельфовых толщ. Общая мощность – около 20м. Определяется множество конкреций, стяжений (кремнистого, пиритового, кальцитового, баритового состава) разных фаз генерации при диагенезе, бугристой формы и гладких, единичных, выстраивающихся в цепочку, образующих целые слои. Широко распространены результаты жизнедеятельности организмов – системы биотурбации, “трубочки”, скопления пиритизированных пеллет и многие другие.

По данным микроскопического исследования шлифов, глина – кремнистая, с

содержанием 10-30% микрогранобластового халцедона, с волокнистой, и игольчато-чешуйчатой структурой, умеренно биотурбированная, частично сохраняющая тонкую псевдомикрослоистость (за счет последовательного наложения в гидродинамически спокойных условиях), содержащая 5-15% радиолярий, целых раковин и биокластов, выполненных опалом, имеющая незначительное содержание материала алевроитовой размерности: фораминифер с реликтами кальцита, остатков радиолярий, выполненных глобулярным пиритом, а также тонкий зоо- и фитодетрит, глауконит, хлорит (все – по 1-2%).

Методом дифрактометрии (D8 Advance (Bruker), лаборатория физических методов исследования породообразующих минералов, ГИН РАН) установлено, что глинистое вещество представлено смешаннослойными минералами (иллит-сметит). Порода содержит кварц, опал-кристобалит (опал-СТ), цеолит (группы клиноптилолит-гейландит), кальцит. Эта ассоциация характерна для нормально-морских отложений и очень теплого влажного климата [3]. Относительно более массивные разности имеют более высокое содержание минералов группы кремнезема, а тонкопластинчатые – глинистого вещества. Это, по всей видимости, является следствием неравномерности укладки агрегатов при осадконакоплении, формирования различной пористости и, соответственно, объема заполнения кремнеземом при диагенезе. Цементация породы, в основном, осуществляется путем сдавливания по удлинённым контактам и халцедоновым веществом. Порода размокает в воде с расслаиванием и увеличением объема.

Обнаружение цеолитов группы клиноптилолит-гейландит рассматривается как показатель рН среды диагенеза, поскольку они формируются в щелочных (в худшем случае нейтральных) условиях [3]. Кислая среда, сопровождающая преобразования органического вещества, для этого не благоприятна. Однако, чтобы радиолярии, являющиеся источником аморфного кремнезема, не растворились еще в водной толще требуется слабо-кислая среда. Следовательно, глубина осадконакопления должна была быть относительно не большой.

Методом рентген-флуоресцентной спектрометрии (S4 Pioneer, лаборатория химико-аналитических исследований, ГИН РАН) установлены соотношения основных компонентов породы:  $\text{SiO}_2$  – 60-75%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 10-15%.  $\text{CaCO}_3$  – 2-5%. Приблизительно-количественная оценка содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в кристаллической решетке (аморфный опал, цеолит, сметит), выполненная расчетными методами по результатам прокаливания до  $950^\circ\text{C}$  показала содержание таковой на уровне 3-6%. Получено повышенное содержание V (более 100PPM), в ряде случаев S и пониженное содержание Mn (0,01-0,04%) относительно залегающих выше и ниже свит (0,1-0,5%), но не уровня РЕТМ, что может

свидетельствовать о некотором обеднении бассейна кислородом. Такие обстановки, как и флюктуации биопродуктивности и механизмы формирования биофильных элементов во многом обусловлены особенностями и динамикой колебания уровня моря [3].

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

Работа выполнена в рамках госзадания, тема 0135-2019-0070 “Формирование литологических и минералого-геохимических особенностей осадочного чехла Европейской части России и сопредельных областей в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках”

### Литература

1. Shcherbinina E.A., Gavrilov Y.O., Iakovleva A., Pokrovsky B.G., Golovanova O.V., Aleksandrova G.N. Environmental dynamics during the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in the northeastern Peri-Tethys revealed by high-resolution micropalaeontological and geochemical studies of a Caucasian key section // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Т. 456, С. 60—81.
2. Агарков Ю. В., Бойко Н.И., Седлецкий В.И. Кремнистые породы Северного Кавказа и перспективы их практического использования. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1992. 207 с.
3. Япаскурт О. В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного поро- и рудообразования. Учеб. Пособие. Москва: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

В.М. Горожанин<sup>1</sup>, Е.Н. Горожанина<sup>1</sup>, О.В. Артюшкова<sup>1</sup>, Д.Е. Заграновская<sup>2</sup>,  
О.А. Захарова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ УФИЦ РАН, Уфа

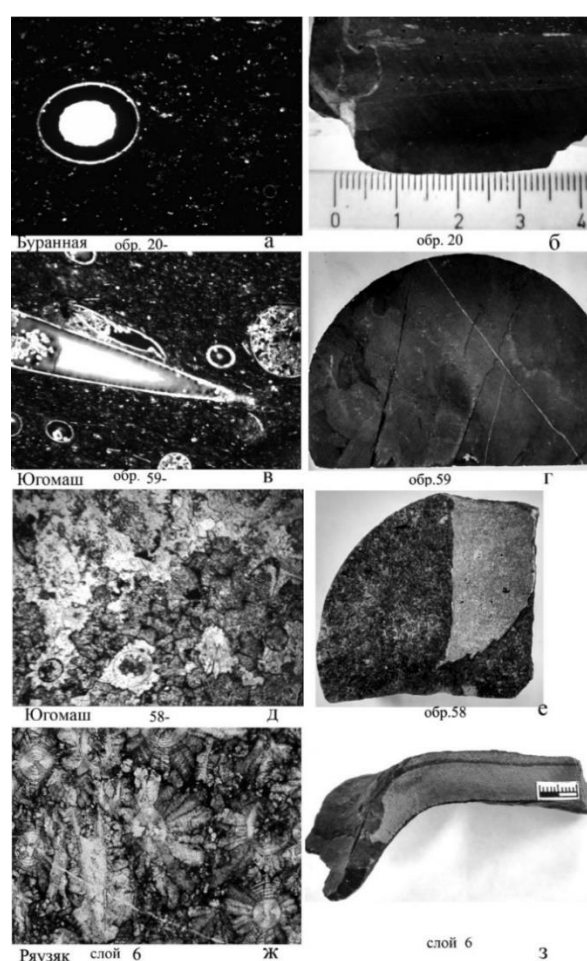
<sup>2</sup>Газпромнефть НТЦ, Санкт-Петербург

## ВТОРИЧНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПОРОДАХ ДОМАНИКОВОГО ГОРИЗОНТА

Доманиковый горизонт франского яруса верхнего девона считается основным нефтематеринским горизонтом на территории Волго-Уральской провинции (ВУП). Особенностью его отложений является повышенная битуминозность, кремнистость, наличие характерной фауны тентакулит (стилиолин), однотипность пород, распространенных на большой территории, глубоководность отложений. Характер

вторичных преобразований этих пород и взаимосвязь их с насыщенностью углеводородами (УВ) относятся к мало изученным вопросам.

Доманикоидные породы саргаевского и доманикового горизонтов из скважин в обрамлении Башкирского свода (скв. Югомаш 100, Рустамовская 2), в бортовой зоне Актаныш- Чишминского прогиба (скв. Спасская 92), в Северном Прикаспии (скв. Буранная 1, Чиликсайская 35), и в разрезе Рязяк на Южном Урале представлены темно-серыми и черными битуминозными известняками, углисто-глинистыми сланцами и черными кремнями, мощность отложений до 40 м. Известняки (вакстоуны, пакстоуны и флаутстоуны) тентакулитовые, коралловые и брахиоподовые с гониатитами и ортоцератидами образуют чередующиеся прослои по 0,2-0,5 м (Рис.).



**Рисунок.** Характер вторичных минеральных преобразований в доманикоидах франского яруса верхнего девона (слева микрофотографии шлифов, николи параллельны, длина снимка 2,2 мм; справа образцы керна и штуфы, линейка 1 см). Вакстоуны тентакулитовые битуминозные: а-г – окремненные с темной каемкой УВ и светлым халцедоном внутри тентакулит; д-з – доломитизированные по матриксу с радиально-лучистыми светлыми карбонатными каемками (коронами) вокруг тентакулит.

Их битуминозность обусловлена присутствием рассеянного органического вещества (ОВ) в матриксе породы, а также наличием скоплений битума в стилолитах, внутри раковин тентакулит, в межкристаллических промежутках, в отдельных прослоях и в прожилках.

Вторичное минералообразование в известняках выражено в окремнении, доломитизации, кальцитизации, перекристаллизации, образовании пирита. Эти процессы развиты послойно. Окремнение проявлено в развитии халцедона по раковинам брахиопод и тентакулит. Халцедон часто наблюдается в центральной зоне тентакулитовых раковин, заполненных нефтью или битумом (Рис. а-г). Вероятно, нефтяной флюид переносился или перераспределялся кремнекислотными растворами. Доломитизация, часто послойная, выражена в развитии кристаллов доломита по битуминозному матриксу. Степень доломитизации варьирует от частичной до полной. УВ в доломитах находится в межкристаллических промежутках. Форма выделений доломита указывает на метасоматический процесс. Перекристаллизация и кальцитизация проявлены в развитии светлого радиально-лучистого карбоната (вероятно, кальцита) в виде короны вокруг раковин тентакулит (Рис. д-з) и в замещении отдельных участков породы пойкилитовым кальцитом. В тентакулитовых известняках (скв. Спасская 92) отмечаются секущие извилистые прожилки сферолитового карбоната. Пирит часто образует незакономерные скопления и рассеянную вкрапленность в битуминозных прослоях и по фауне.

Последовательность минеральных преобразований может быть следующая: окремнение – доломитизация – кальцитизация – перекристаллизация – пирит.

Вторичные процессы способствовали перераспределению УВ в породе.

*Е.О. Дернова<sup>1,2</sup>, Г.В. Агафонова<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, Москва*

<sup>2</sup>*ФГБУ «ВНИГНИ», Москва*

### **ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НАДЫМ-ПУРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ**

Объектом изучения в предложенной работе являются отложения нижнего мела, представленные керном из 23 скважин. Территория проведенных исследований расположена в северной части Уренгойского мегавала.

Цель исследования – установить условия осадконакопления, опираясь на структурно-текстурные признаки пород и строение разрезов.

Тангаловская свита и ее нижняя подсвита представлены аргиллитоподобными глинами в сложном сочетании с песчаниками, алевролитами и алевролитами как морского, так и континентального генезиса [1]. Снизу вверх выделяются продуктивные пласты: БУ9-2, БУ9-1, БУ8, БУ8-0. В работе рассмотрен продуктивный пласт БУ 9/2, наиболее полно охарактеризованный керновым материалом.

В отложениях пласта на основании структурно-текстурных особенностей авторами выделено 4 пачки: 1. песчаники светло-серые мелкозернистые, средне-мелкозернистые, реже крупно-среднезернистые, мощностью 0,33-4,0 м; 2. песчаники серые неравномерно глинистые мелко-тонкозернистые, мощностью 0,5-1,9 м; 3. неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, мощностью 0,3-2,8м; 4. аргиллиты алевроитистые темно-серые до черных, мощностью 0,45-2,1м. Каждая пачка характеризуется определенным набором текстур.

**Пачка 1.** Для светло окрашенных песчаников пачки характерны горизонтальные, диагональные, отдельными уровнями мелко косо слоистые текстуры. Значительную роль в строении разрезов играют неслоистые части. Внутренние текстуры пачки отличаются неотчетливостью признаков - часто прерывистостью поверхностей наложения, слабо выраженной маркировкой углефицированным растительным детритом. Редко на отдельных уровнях наблюдаются скопления крупных углефицированных растительных остатков или интракластов глинисто-алевритовых пород. Очень редко наблюдаются крупные вертикальные ходы илоедов. Формирование текстур песчаников пачки 1, отличающихся однородностью строения, происходило в слабо подвижной среде на горизонтальной, либо наклонной поверхности. Периодическое увеличение гидродинамики способствовало возникновению косых серий. Отдельными маломощными уровнями поверхности тонких горизонтальных слоев песчаника покрывались обильными растительными остатками, отражая прерывистость их поступления в бассейн седиментации.

**Пачка 2.** Наиболее характерными текстурами пачки серых мелко-тонкозернистых неравномерно глинистых песчаников являются текстуры оползания разного масштаба: конволютная слоистость, образование песчаных роллов, разорванность и деформация слоев. Оползневые части разреза сочетаются с участками, отличающимися либо тонкой неотчетливой горизонтальной слоистостью, либо неравномерным тонким переслаиванием песчаных и глинисто-алевритовых пород. Для пород пачки с тонким переслаиванием характерны интенсивные биотурбации и наложенные диагенетические текстуры внедрения.

**Пачка 3.** Пачка неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов характеризуется разнообразными текстурами и мощностями, резкими

контрастными границами. Поверхности контактов прямые, волнистые, эрозионные, бугорчатые, с внедрением. Для песчаников характерны линзовидные прослои, горизонтальные, неотчетливо горизонтальные, косо слоистые, линзовидно косо слоистые текстуры. Отдельными уровнями наблюдаются: скопления мелких наклонных и горизонтальных ходов илоедов; интенсивные биотурбации, формирующие породы с пятнистой текстурой; седиментационные текстуры, осложненные наложенными диагенетическими. Формирование разнообразных седиментационных текстур происходило в бассейне с крайне неустойчивым гидродинамическим режимом, сочетающим накопление осадков из взвеси с накоплением прослоев штормовых осадков – темпеститов.

**Пачка 4.** В темно-серых, почти черных аргиллитах в разной степени алевроитовых развиты тонкие, местами листоватые горизонтальные, неотчетливо горизонтальные текстуры, формирующиеся в условиях тиховодной гидродинамики. Встречаются тонкие редкие прослои песчаного и песчано-алевритового материала среди глинистого, вероятно, формирующиеся под действием штормовых волн.

Проведенный структурно-текстурный анализ позволяет выделить в разрезе пласта БУ9/2 четыре фации: фация песчаных осадков аккумулятивных тел (типа баровых); фация песчаных осадков склонов аккумулятивных тел, состоящая из двух частей: верхней, характеризующейся оползневыми текстурами, и нижней горизонтально слоистой; фация глинисто-алевро-песчаных осадков мелководного бассейна; фация глинистых и алевро - глинистых осадков относительно глубоководного бассейна. По петрофизическим данным установлено: самые простые по строению пачки обладают лучшими фильтрационно-емкостными свойствами.

### Литература

1. *Конторович А.Э., Ершов С.В. и др.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5-6, С. 745-776.

*Д.А. Дмитриев, А.В. Жабин*

*Воронежский государственный университет, Воронеж*

## СТАДИЙНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД САНТОНСКОГО ЯРУСА КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Отложения сантонского яруса на территории Курской области пользуются широким распространением и пространственно тяготеют к водораздельным пространствам рек. В северной половине области породы имеют близповерхностное залегание.



Повсеместно сантонские образования трансгрессивно залегают на меловых породах туронского и коньякского ярусов. Перекрывающими на большей части площади служат четвертичные образования, местами неогеновые и палеогеновые.

При анализе разрезов сантонского яруса устанавливается широкое литологическое разнообразие пород от мергеля мелоподобного до кремнисто-глинистых разновидностей. Основание яруса слагают, как правило, карбонатные типы пород, а верхнюю - кремнисто-глинистые разности.

Карбонатные породы развиты на всей площади развития сантонского яруса. На юге района они слагают весь разрез, а на севере занимают подчиненное положение. Наиболее распространенным литологическим типом служит мергель сильноглинистый кремнеземистый с вариацией  $\text{CaCO}_3$  от 31,5 до 62,8% (по классификации Г.И. Бушинского [1]), в среднем 50%. Мергель мелоподобный развит на юге рассматриваемой территории.

Кремнисто-глинистый тип разреза на рассматриваемой площади пользуется меньшим развитием чем карбонатный. Значение кремнисто-глинистого типа в разрезе сантонского яруса увеличивается в северном направлении. К представителям данного типа относятся: опока и трепел глинистый, глина опокovidная и трепелovidная, а также глина кремнистая (по классификации У.Г. Дистанова [2]).

Первоначально, в сантонский век на изучаемой территории происходило накопление существенно карбонатного осадка. Поставщиком, которого служили скелеты кокколитофорид и в меньшей степени фораменифер. Во второй половине сантонского века в этой части бассейна происходит структурно-тектонической перестройкой антеклизы изменившая палеогеографию региона [3], что фиксируется по увеличению в верхней части разреза терригенной примеси и кремнистых организмов.

Глобулярная форма силицитовых образований характеризует гипергенные условия их формирования при континентальных перерывах [4], где происходит вынос карбонатного материала и замещение кремнистым. Дополнительным источником кремнезема служили терригенные зерна кварца, которые при растворении преобразовывались в глобулы опал-тридимитового состава.

## Литература

1. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины / Г.И. Бушинский. – М., 1954. – 307 с. – (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 156).
2. Кремнистые породы СССР / Под ред. У.Г. Дистанова. – Казань: Татар. кн. изд-во, 1976. - 412 с.
3. Дмитриев Д.А., Савко А.Д., Жабин А.В. Сантонские отложения правобережья среднего течения реки Дон // Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып. 21. Воронеж, 2004. 104 с.

4. Жабин А.В., Дмитриев Д.А., Евдокимов О.Н. Силициты верхнемеловых и палеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. статей второго Всероссийского совещания – СПб., 2005. – С. 226-244.

С.А. Дуб

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

## ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ИЛОВЫХ ХОЛМОВ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

Ископаемые органогенные постройки являются неотъемлемой составляющей карбонатных толщ [0]. В России они наиболее широко распространены в палеозойских отложениях [0, 0]. В том числе для девона и нижнего карбона характерны особые карбонатные тела – иловые холмы, или агглютигермы (называемые иногда «бескаркасными рифами») [0, 0, 0]. Эти образования более чем на 50% состоят из микрозернистого карбоната, и их формирование связывается с деятельностью донных микробных сообществ [0]. Выделяют два основных типа иловых холмов: относительно глубоководные (известные как уолсортские фации) и окраинно-платформенные, разделяющие мелководные лагунные и открыто-морские обстановки [0]. На восточном склоне Среднего Урала агглютигермы были обнаружены на р. Реж напротив с. Мироново в нижневизейских известняках (бурлинский горизонт) [0]. Детальное изучение одного из скальных выходов (координаты 57.48059 с.ш., 61.72291 в.д.) позволило уточнить обстановки формирования этих отложений.

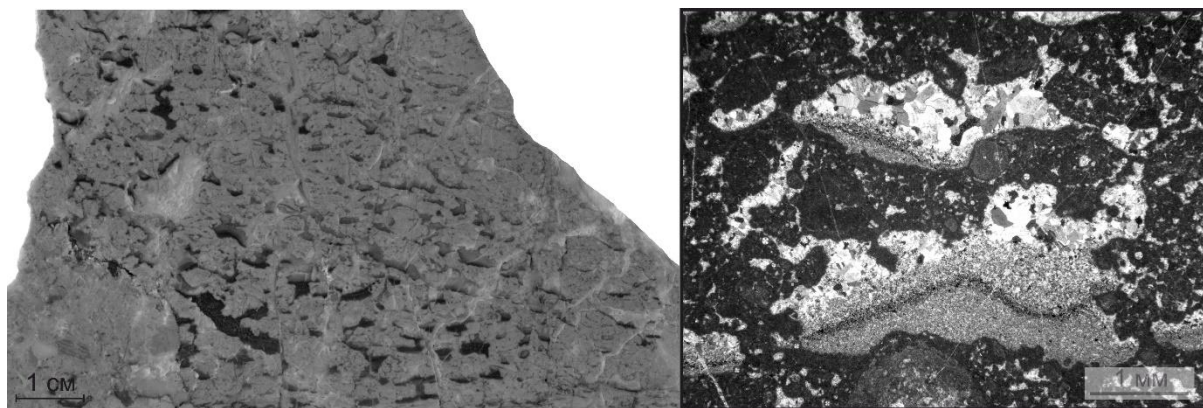
Особенностями известняков являются неясная слоистость, преимущественно микрозернистая (до афанитовой) структура и практически полное отсутствие каких-либо крупных органогенных остатков. Преобладают «сферовые» и «сферово-узорчатые» разновидности, присутствуют также брекчированные породы. И в тех и в других в достаточно большом количестве содержатся разнообразные, преимущественно кустистовидные, кальцимикробы. В редких случаях обнаруживаются ходы беспозвоночных животных. Кроме того, на некоторых уровнях были встречены субпараллельно-вытянутые и заполненные тонкодисперсным гематитом фенестры (типа birdseyes-структур) размером до 5×15 мм (рис.).

В зарубежной литературе подобные микробиальные «узорчатые» известняки называются фенестровыми баундстоунами (в т.ч. байндстоунами, fenestral bindstones). Считается [0], что они формируются в основном в приливно-отливных и супралиторальных (intertidal and supratidal) обстановках. Образование пустот чаще всего объясняется усыханием микробных матов или же выделением газов при разложении

органического вещества [0]. Широко распространённые в рассматриваемых отложениях кальцитархи («кальцисферы»), по-видимому, входили в состав микробиальных сообществ. Отсутствие цельных остатков беспозвоночных, очевидно, обусловлено неблагоприятными для них субаэральными условиями. В то же время, наличие в разрезе брекчий может свидетельствовать как о волно-прибойной деятельности, так и о достаточно крутом склоне илового холма.

Присутствие гематита в карбонатных породах традиционно объясняется окислением пирита [0], который, как правило, образуется в восстановительной среде. Как в приливно-отливных обстановках мог возникнуть пирит? Возможно, в самых нижних слоях микробных матов находились анаэробные сульфатредуцирующие бактерии, в результате жизнедеятельности которых выделялся сероводород. Вероятнее всего, он скапливался вместе с другими газами внутри пузырей. При взаимодействии с приливными водами (предположительно содержащими растворённое железо) в осадок выпадали сульфиды, которые впоследствии при осушении дна и растрескивании обызвествлённой слизи окислялись.

Таким образом, в разрезе напротив с. Мироново мы можем наблюдать фации окраины Режевской изолированной карбонатной платформы. Вероятнее всего, фенестровые микробиалиты накапливались на пологом склоне илового холма (внутренние области карбонатной платформы), а брекчии – на стороне, обращённой к открытому бассейну.



**Рисунок.** Микрозернистые известняки с многочисленными фенестрами, выполненные гематитсодержащим карбонатом (слева – в образце, справа – в шлифе). Отмечается геопетальное заполнение пузырей.

### Литература

1. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.
2. Рифогенные постройки в палеозое России. М.: Наука, 1997. 160 с.

3. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
4. Максимова С.В. Условия образования палеозойских сферово-узурчатых и сферовых известняков // Среда и жизнь в геологическом прошлом: палеоландшафты и биофации. Новосибирск: Наука, 1982. С. 104-115.
5. Ростовцева Ю.В. Карбонатные фации девона Чижайской банки Нюрольского палеобассейна (юго-восток Западной Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 488-501.
6. Rodríguez-Martínez M. Mud Mounds // Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Sciences Series / Reitner J., Thiel V. Springer, Dordrecht, 2011. P. 667-675.
7. Somerville I. D. Review of the Irish Lower Carboniferous (Mississippian) mud mounds: depositional setting, biota, facies, and evolution // Permo-Carboniferous carbonate platforms and reefs / Ahr W.M., Harris P.M., Morgan W.A., Somerville I.D. SEPM Spec Publ., 2003. V. 78. P. 239–252.
8. Степанова Т.И., Кучева Н.А., Постоялко М.В. Литолого-стратиграфическая характеристика нижневизейских карбонатных отложений бассейна р. Реж (мироновская свита) на восточном склоне Среднего Урала // Литосфера. 2008. № 5. С. 15-38.
9. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application (2nd ed.). Springer: Berlin, Germany, 2010. 984 p.
10. Bourque P.A., Boulvain F. A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds // Journal of Sedimentary Petrology. 1993. V. 63. P. 607–619.

*Р.А. Дудяк, А.И. Муллакаев, Р.Р. Хасанов*

*Казанский федеральный университет, Казань*

## **ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ШЕШМИНСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА**

На территории Республики Татарстан наиболее изученными являются отложения девонского и каменноугольного периодов. Это связано с тем, что в них сосредоточены большая часть нефтяных месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Однако, в целях сохранения объемов добычи углеводородов, в последние годы все больший акцент делается на изучение отложений пермского периода. Именно в пермских отложениях сосредоточены значительные залежи природных битумов и сверхвязких нефтей [1]. В связи с этим, важной задачей является установление условий транспортировки и условий осадконакопления песчаников шешминского горизонта для дальнейшего изучения коллекторских свойств горных пород. Для решения этих задач проводились стандартные методы изучения горных пород, такие как оптико-микроскопическое изучение окрашенных шлифов в проходящем свете, рентгенофазовый анализ и гранулометрический анализ.

В ходе исследования была проведена типизация песчаников, основанная на двух базовых их свойствах: сцементированность и битумонасыщенность. Таким образом, нами были выделены 3 литотипа. Первый литотип – несцементированные, битумонасыщенные пески. Второй литотип – слабо сцементированные, битумонасыщенные песчаники. Третий литотип – слабо битумонасыщенные, сильносцементированные песчаники. Из каждого литотипа были отобраны по одному из образцов и сделаны из них шлифы. По результатам оптико-микроскопического описания образцов породы были определены к группе кварцевых граувакк [2]. Различия их были лишь в процентном соотношении обломочной части и кварца, но все они входят в рамки одной группы. Также в ходе изучения шлифов отдельное внимание уделялось окатанности пород. Окатанность обломков ухудшалась от первого литотипа к третьему и вниз по разрезу. Рентгенофазовый анализ использовался как вспомогательный метод для уточнения состава пород и определения более точного минерального состава. Гранулометрический анализ был проведен для семи образцов, для определения сортированности и определение способа переноса осадков по диаграмме Р. Пассега. Для подсчета количественных характеристик строились кумулятивные кривые, по ним высчитывались коэффициенты сортированности, определялись такие параметры как медиана и максимальный размер крупнозернистой части породы. Для первого и второго литотипа коэффициенты сортированности были определены практически одинаковые, 1,53 и 1,54 в то время как для третьего литотипа зафиксировано ухудшение степени сортированности, коэффициент сортированности равен 1,94. Для каждого из образцов были установлены значения медианного и максимального размера крупнозернистой части породы, и на основе этих данных определены по диаграмме Пассега гидродинамические условия переноса осадков. В результате для каждого образца был определен способ переноса градационной суспензии.

Исходя из результатов изучения битуминозных песчаников, можно сделать следующие выводы:

Окатанность обломков ухудшалась от первого литотипа к третьему, вниз по разрезу. Характер окатанности позволяет установить дальность переноса – хорошо окатанные обломки образовались далеко от источника сноса, менее окатанные и угловатые – образовались вблизи от источника сноса.

Сортированность обломочного материала изменяется от 1,53 до 1,94, что относится к хорошо отсортированным. Хорошая сортировка говорит об удаленности бассейна осадконакопления от питающей провинции.

Изменение окатанности и сортированности вниз по разрезу может также указывать на процессы вторичной переработки обломочного материала процессами, протекавшими

в пост-седиментационные стадии. Таким процессом может служить эоловое переотложение песчаного материала [3] с улучшением степени сортированности и окатанности в верхних интервалах разреза скважины.

Определенные медианные размеры примерно одинаковые у всех образцов вне зависимости от глубины залегания отложений. Это указывает на то, что условия первоначального осадконакопления были одинаковыми для песков и песчаников всего изученного разреза.

Также по данным гранулометрического анализа и на основе диаграммы Пассеги, было выявлено, что вся исследованная толща транспортировалась в одинаковой гидродинамической среде.

### **Литература**

1. Успенский Б.В., Валеева И.Ф. Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан. Казань: Издательство ООО “ПФ “Гарт”, 2008 г.– 347 с.
2. Хасанов Р.Р., Муллакаев А.И., Дусманов Е.Н. Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2017. Т. 159, кн. 1. С. 164–173.
3. Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р. Условия формирования и причины внутренней неоднородности битумоносных песков и песчаников на территории Татарстана. Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 236-237.

*А.В. Жабин, Д.А. Дмитриев*

*Воронежский государственный университет, Воронеж*

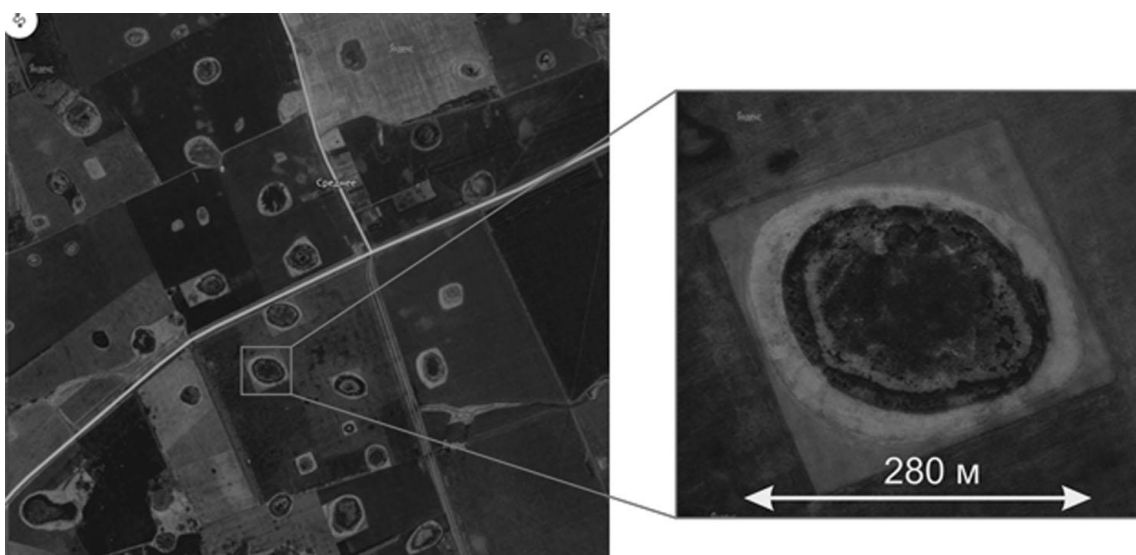
## **ИМПАКТНЫЕ СОБЫТИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

На спутниковых картах территории областей Центрального Черноземья выделяются кольцевые образования, по своей форме приближающиеся к идеальному кругу (Рис.). Иногда это отдельные объекты, чаще скопления в несколько десятков штук, распределённые на площади до 300,0 км<sup>2</sup>. На картах хорошо выделяется светлое кольцо, обрамляющее с внешней стороны это образование, обозначающее вал, сформированный материалом, выброшенным из взрывной воронки при столкновении метеорита с земной поверхностью [1]. Диаметры этих колец колеблются от 20,0 метров до 2,0 километров. Но большая их часть имеет размеры 100,0 – 500,0 метров.

При исследовании этих кольцевых образований на местности, внешний вал, в подавляющем большинстве случаев, хорошо выделяется, что указывает на достаточно

молодой их возраст. По нашим представлениям, эти формы, связанные с падением космических объектов, возникли в последние несколько тысяч лет. Внутренние части воронок заметно ниже территории с внешней стороны вала. Они часто заболочены, иногда там формируются водоёмы озерного типа. Встречаются и настоящие астроблемы, с поднятиями в центре воронок. Породы, слагающие вал, практически идентичны таковым, залегающим с внешней его стороны, под почвенным слоем, что лишний раз подтверждает образование воронок в результате взрывных воздействий. То-есть, валы сформированы из породного материала, выброшенного из внутренних частей воронок.

На территории, прилегающей к этим образованиям, встречаются своеобразные породы, внешне неотличимые от вулканических туфов. Они, так же, как и последние имеют ячеистую текстуру, формирование которой обязано пузырькам газов в расплавленной породе, на которую упал метеорит, а составы этих новообразований зависят от её литологического типа. Если это песок, то состав представляет смесь кварца и высокотемпературного кристобаллита, примерно в равных количествах. Если карбонатная порода, то ячеистое новообразование сложено геленитом (силикатом кальция). В тяжёлой фракции, как в первом, так и во втором случаях содержатся высоко термобарические минералы – муллит, стишовит. Да и тот же геленит образуется при температуре, приближающейся к двум тысячам градусов и давлениях в тысячи атмосфер. Кроме них, в породе присутствует самородное железо, лантаноиды, золото, иридий. Такой состав прямо указывает на происхождение этих новообразований, связанное с космическим фактором.



**Рисунок.** Кольцевые образования на космоснимке (Добринский район, Липецкая область).

Исходя из размеров воронок, диаметры которых колеблются от нескольких десятков до тысяч метров, можно смело утверждать, что рассматриваемая территория подверглась интенсивной бомбардировке космическими объектами, размером от первых до десятков метров. На спутниковых картах всей поверхности Земли, подобные округлые образования выявляются на всех материках, особенно в северном полушарии.

Резюмируя выше изложенное, подведём некоторые итоги. Нахождение на обширных территориях северного полушария большого количества кольцевых воронок и своеобразных пород и минералов, генезис которых связан с высокими температурами и давлениями, указывает на их образование в результате взрывных процессов, при воздействии на земную поверхность космических тел.

Другие варианты образования высоко термобарических пород и минералов в столь молодых отложениях рассмотренных территориях просто не возможны. Вулканов здесь не было, во всяком случае, в последние триста миллионов лет. Техногенный генезис так же несостоятелен. Трудно представить, при современном состоянии исторической науки, что в то время, когда весь мир пользовался каменными инструментами, на нашей территории плавил железо, да ещё с включениями иридия, платины и золота. При этом крайне сомнительным является достижение давлений в тысячи атмосфер, при существовавших в то время технологиях.

### Литература

1. Цельмович В.А., Сунгатуллин Р.Х., Вафин Р.А. Импактное происхождение озера Рабига Куль: PROET CONTRA // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии ВЭСЭМПГ. Тез. Докладов. М.: 2015. С. 132.

*Е.А. Жуковская*

*ООО «Газпромнефть Научно-технический центр», Санкт-Петербург*

## **РОЛЬ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА В ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ПЕСЧАНЫХ ТЕЛ ДРЕВНИХ ПОГРЕБЕННЫХ РЕЧНЫХ СИСТЕМ**

Параметризация песчаных тел, являющихся резервуарами углеводородов традиционно выполняется по данным сейсмики. В последние годы для этих целей наиболее часто применяется метод спектральной декомпозиции и RGB-смешивания, дающий максимально детальные изображения объектов. Выделенные по сейсмическим слайсам «шнурковые» объекты, как правило, интерпретируются как речные русла, т.к. их сейсмообразы напоминают рисунок речной сети, а данные ГИС соответствуют электрофациям русел(каналов). При определении фациальной принадлежности таких



песчаных тел практически не учитывается такие морфометрические параметры как степень извилистости, ширина русла и мощность тел, а также внутреннюю вертикальную и латеральную неоднородность [1]. Такой подход имеет ряд недостатков, которые возможно устранить, полноценно используя результаты фациального анализа [2].

Изучая отложения речных систем в керне скважин, можно установить тип реки в соответствии с классификацией (по Miall, 1977; Rust, 1978), ориентированной на возможности диагностики геологических тел сейсмическими методами и наиболее распространенной в нефтяной геологии. Выделяют по форме русел прямолинейные, разветвленные, меандрирующие, анастомозирующие реки. Комплекс отложений рек каждого типа имеет свои особенности, которые заключаются в составе руслового и пойменного (при наличии) аллювия, в характере базальных внутриформационных конгломератов, в вертикальной неоднородности, выраженной в определенном типе слоистости, характере напластования и чередования слоев, в масштабе ритмичности, в определенных видах биотурбации и остатков организмов. Краткая характеристика основных морфологических типов рек приведена в работе [3]. Зачастую встречаются переходные типы рек, что также требуется учитывать при анализе условий седиментации аллювиальных отложений.

Важным является и тот факт, что малые реки (бассейн водосбора площадью менее 1 тыс. км<sup>2</sup>) более чувствительны к местным факторам – состав размываемых пород, орография, микроклимат, ландшафтные особенности. Это затрудняет сопоставление и корреляцию одновозрастных речных отложений малых рек по причине их разнообразия даже в пределах одной климатической зоны. Крупные реки площадью бассейна водосбора, превышающем 10 тыс. км<sup>2</sup>, протекают обычно в нескольких природных зонах и нивелируют зональные особенности. Таким образом, морфометрические параметры русловых тел помогают в решении задач палеогеографических реконструкций.

Определив по керну наиболее вероятный тип речной системы, установив фациальные ассоциации и максимальные мощности руслового аллювия для каждого песчаного тела, необходимо соотнести эти выводы с результатами сейсмического анализа или при его отсутствии с данными анализа сейсмических слайсов различными алгоритмами. В частности, необходимо акцентировать внимание на морфологии выделенных «шнурковых» тел, установить коэффициент извилистости, шаг и амплитуду (высоту) излучины, ширину русла и пояса руслоформирования (меандрирования) и проверить на соответчике данных параметров присущим установленному в результате фациального анализа типу рек. Затем согласно эмпирически установленным морфометрическим закономерностям для этого типа речной системы вычислить необходимые для прогноза и геологического моделирования параметры [4].

Из опыта исследования комплексов отложений рек меандрирующего типа различных осадочных бассейнов можно сделать заключение, что вероятность обнаружения протяженных извилистых «шнурковых» тел в них крайне мала в силу частого изменения конфигурации русла, развития аккреционных линз и высокой песчанистости разреза [3, 5]. Наиболее акустически контрастными будут скорее алевроглинистые отложения стариц, но их протяженность ограничена одной излучиной, если только нет наложения нескольких таких стариц.

Уверенное оконтуривание русловых тел с учетом типа реки позволяет оптимизировать поиск и разработку залежей нефти и газа. Правильный выбор типа древней погребенной речной системы на основе фациального анализа керна и планирование систем разработки с учетом специфики внутреннего строения и геометрии песчаных тел существенно снижает неопределенности и дает значительный экономический эффект при освоении месторождений [5].

Описанный подход был успешно апробирован на объектах средней-поздней юры Западно-Сибирского бассейна и понт-плиоцена Паннонского бассейна и может быть рекомендован для изучения мезозойских и кайнозойских погребенных речных систем.

### Литература

1. Буторин А.В., Зинурова Р.Р. Особенности фациального строения тюменской свиты по данным спектральной декомпозиции // OnePetro. 2015. [SPE-176613-RU].
2. Radmilo Jovanović. Investigations of Characteristic Association of Lithofacies, Numerical Hierarchy of Bounding Surfaces, Geometry of Sedimentary Bodies, Architectural Elements, And Typical Sequences of Lower Triassic Braided Rivers of Clastites Kladnica Formation (SW Serbia) // IOSR Journal of Engineering (IOSRJEN) ISSN (e): 2250-3021, ISSN (p): 2278-8719 Vol. 09, Issue 3 (March. 2019), ||S (I) || PP 54-66.
3. Ольнева Т.В., Жуковская Е.А. Сейсмование геологических процессов и явлений: русловые отложения континентальных обстановок осадконакопления // Геофизика. 2016. №2. С.2-9.
4. Ольнева Т.В., Жуковская Е.А. Параметризация синусоидальности палеоканалов для фациальных реконструкций и объектного моделирования // Геофизика. 2017. №4. С.41-46.
5. Ольнева Т.В., Жуковская Е.А., Муртазин Д.Г. Влияние типа меандрирования палеорусел на потенциальный объем литологической ловушки и эффективность геологоразведочных работ // Геофизика, 2018. №4. С.73-79.

Е.А. Жуковская, Е.В. Полушина

ООО «Газпромнефть Научно-технический центр», Санкт-Петербург

## **МОРФОГЕНЕЗ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТНОСИТЕЛЬНО ГЛУБОКОВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА**

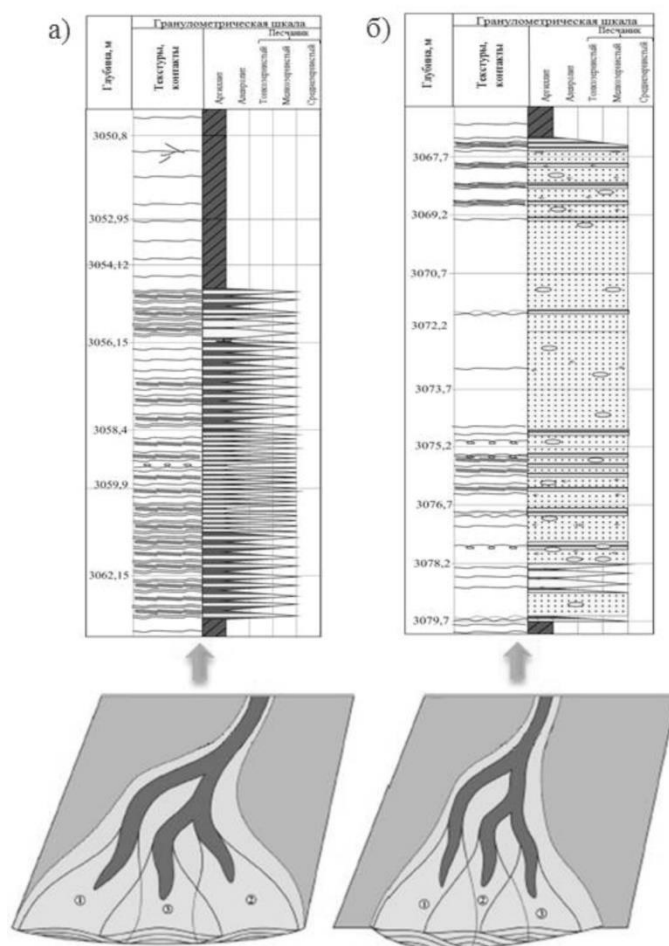
Фациальная диагностика погребенных отложений грубоководных конусов выноса сопряжена с обязательным использованием сейсмических данных. Морфология песчаных тел, их пространственное расположение, ориентация относительно маркирующих границ (бровка шельфа и др.) в совокупности с выделенными по керну и ГИС фациями и/или фациальными ассоциациями дают представление о геометрии и внутреннем строении резервуара углеводородов. Такой подход был реализован для пласта Ач<sub>4</sub> одного из месторождений ЯНАО Западной Сибири. Пласт относится к клиноформному комплексу берриас-валанжинского возраста и представлен песчаными отложениями относительно глубоководного конуса выноса эпиконтинентального бассейна.

Условная «бровка шельфа», нижняя граница шельфового склона и линия перегиба склоновых террас были определены по результатам сейсмофациального анализа. У подножия склона и на его террасах установлены локальные участки, которые могут быть проинтерпретированы как лопасти конусы выноса, а также на склоне зафиксированы линейные извилистые (шнурковые) тела, интерпретируемые как питающие каналы. Конус выноса состоит из нескольких лопастей, накопившихся как в понижениях склоновых террас, так и у подножья склона (Рис.).

Проанализировав 160 метров керна из разных по сейсмическим данным объектов, авторы пришли к следующим выводам. Пласт Ач<sub>4</sub> представлен переслаиванием аргиллита, алевролита и мелко-среднезернистого песчаника, в котором отмечаются типичные для отложений высокоплотностных потоков текстуры: градиционная, удаления воды – пламеневидная, беспорядочная в отложениях обломочного потока [1-4].

Следует отметить практически полное отсутствие биотурбации осадков. Ощутимых текстурно-структурных отличий в керне склоновых/прудовых турбидитов от бассейновых не зафиксировано. Однако, для склоновых лопастных комплексов в среднем характерна существенно повышенная песчанистость разреза – 78 % против 25 % у бассейновых. Полученные результаты согласуется с принципиальными отличиями в строении разных типов турбидитов, отраженными на рисунке. Ограничение рельефом дна депрессионных зон обуславливает латеральное приращение лопастей и при прочих

равных условиях, вероятно, повышенную мощность и песчанистость разреза. Форма склонового конуса определяется геометрией локальной депрессии (впадины) на террасе и в рассматриваемом случае существенно отличается от конуса выноса у подножия склона (бассейновых).



**Рисунок.** Литологическая колонка и схема формирования глубоководных конусов выноса: а - у подножия склона без ограничивающих факторов; б - в депрессионных зонах террас склона, ограниченных по площади [3].

Таким образом, выявлено влияние локальных депрессионных форм рельефа склона на конфигурацию лопастей глубоководного конуса выноса, которое отражается в большей песчанистости разреза; значимые текстурно-структурные отличия между склоновыми и бассейновыми турбидитами не устанавливаются.

### Литература

1. Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф., Шиманский В.В. Глубоководные конуса выноса и турбидиты. Модели, циклостратиграфия и применение расширенного комплекса ГИС. – М.-Ижевск:

Институт компьютерных исследований, 2015. – 480 с.

2. Уолкер Р., Джеймс Н. Фациальные модели / пер. с англ. – М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2017. – 916 с.

3. Жуковская Е.А., Ольнева Т.В. Особенности формирования нижнемеловых турбидитов Западной Сибири // Материалы Мелового совещания, 2018. С.133-137.

4. Jia-Jia Zhang. Research on the architecture of submarine-fan lobes in the Niger Delta Basin, offshore West Africa// Journal of Paleogeography. – 2016, 5(3): С.185 – 204.

Н.Н.Зинчук

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

## КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И АЛМАЗОПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ

В алмазоносных районах Сибирской платформы (СП) благоприятные условия для формирования мощных **кор выветривания** (КВ) существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время, когда выветриванию подвергались: терригенно- карбонатные породы нижнего палеозоя, долериты, туфы и туфобрекчии трубчатых тел, туфогенные образования корвунчанской свиты и кимберлиты. В Малоботуобинском алмазоносном районе (МБАР) относительно наиболее полные и мощные (до 15 м) площадные остаточные **КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя** развивались (а затем сохранились от размыва) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамляющих Кюеляхскую, Улахан-Ботуобинскую и Ахтарандинскую впадины. Для легкой фракции продуктов выветривания этой КВ характерны кварц и халцедон, а также обломки опала. В тяжелой фракции установлены полуокатанные и окатанные зерна апатита, альмандина, турмалина, циркона и эпидота, а также повышенные концентрации пирита, сидерита, барита и ярозита. Особенностью глинистой составляющей из разрезов КВ терригенно-карбонатных пород следует считать повсеместное присутствие в её составе диоктаэдрической гидрослюда  $2M_1$  в ассоциации с  $1M$  и неупорядоченными монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями (МГСО). Для верхних горизонтов профилей этого типа характерен также каолинит с полубеспорядоченной структурой. В ряде алмазоносных районов СП отмечено развитие КВ на **породах трапповой формации**, где детально она изучена в пределах юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы (МБАР). Мощность КВ на долеритах обычно составляет первые метры и лишь в отдельных разрезах достигая 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Характерными минералами выветрелых **долеритов** являются измененные плагиоклазы (от андезина до

биотита) и гейландит. В целом такие же минералы легкой фракции отмечены и в КВ **туфов и туфобрекчий** трубок взрыва трапповых пород, установленных в различных частях района, а также **туфогенных образований** корвунчанской свиты нижнего триаса, характерных для северо-западной части района. Вверх по разрезам в породах трапповой формации обычно увеличивается содержание олигоклаза, что связано с меньшей устойчивостью средних и основных плагиоклазов. Типоморфным минералом тяжелой фракции выветрелых пород трапповой формации является ильменит. В элювии туфов и туфогенных образований зерна минерала преимущественно неправильной формы со сглаженными краями, реже – остроугольные обломки. Характерными для тяжелой фракции из выветрелых пород трапповой формации являются переменные концентрации амфиболов, моноклинных пироксенов, эпидота, клиноцоизита, цоизита, турмалина, циркона, дистена и вулканического стекла. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ долеритов является сохранение  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, ассоциирующего с вермикулитом. Для нижних горизонтов выветрелых туфогенных образований трубок взрыва наиболее характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературный хлорит. На основе вермикулита здесь, как и в КВ долеритов, возникает сначала ассоциация вермикулита и  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, которые в верхних частях профилей переходят в неупорядоченные вермикулит-монтмориллонитовые смешанослойные образования (ВМСО), ассоциирующие с переменной примесью каолинита. **Кора выветривания на кимберлитах** отмечена на многих диатремах СП. Так, в МБАР эта КВ развита на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская и Интернациональная. В легкой фракции продуктов выветривания кимберлитов преобладают серые, буровато-серые глинистые и глинисто-слюдистые агрегаты и изменённый флогопит. Среди первичных минералов тяжелой фракции доминируют пикроильменит, пироп, хромшпинелиды и хромдиопсиды с примесью хромита, хромдиопсида, турмалина, циркона, дистена, рутила, сфена и аутигенных гётита, гематита и сидерита. Присутствуют также обломки кварца, покрытые землистыми примазками и «рубашками» вторичных продуктов изменения кимберлитов. Преобладающим минералом слабо дезинтегрированных кимберлитов являются пластинчатые серпентины (структура которых состоит из слоёв типа *A* и *B*), ассоциирующие с гидрослюдой, неупорядоченным МГСО, хлоритом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1М. Продолжительность периодов корообразования, протекавших при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и, соответственно, на количество алмазов, высвобождающихся из

этих толщ при их образовании, либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего переотложения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций материалы о древних КВ на территории СП как в целом, так и в наиболее богатых алмазами МБАР, Далдыно-Алакитском (ДААР) и Среднемархинском (СМАР) алмазоносным районам можно отметить, что в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время здесь существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Об этом свидетельствуют сохранившиеся от размыва мощные КВ с высокозрелыми верхними горизонтами. Однако непосредственно в КВ россыпи алмазов фиксируются только над кимберлитовыми трубками, что приводит к резко ограниченному их размерам. На других породах россыпи алмазов не образуются, за исключением случаев, когда субстратом являются вторичные коллекторы алмазов (например, верхнепалеозойские отложения). Поэтому важное значение имеет установление условий размыва и переотложения продуктов КВ при накоплении верхнепалеозойских и мезозойских осадков, что позволяет использовать установленные типоморфные признаки отдельных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций, а также геохимические особенности выветрелых пород для идентификации в осадочных толщах переотложенных элювиальных продуктов.

*М.Н. Зинчук, Н.Н. Зинчук*

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

## **О ГИПЕРГЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ КИМБЕРЛИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) кимберлитовые трубки взрыва наиболее детально изучены в Архангельской алмазоносной провинции (ААП), где они прорывают нерасчленённые рифейские отложения и породы верхнего венда (валдайская серия). Автолитовая (эруптивная) кимберлитовая брекчия (АКБ) диатрем ААП имеет кристаллическую структуру и брекчиевую текстуру. Обломочный материал в ней представлен автолитами, псевдоморфозами по оливину, ксенолитами вмещающих пород и редкими обломками пород кристаллического фундамента. Связующая масса брекчии сложена агрегатом вторичных минералов метасоматического происхождения с реликтами первичного магматического цемента. Порфиновый кимберлит (ПК) – порода эффузивного облика, порфировой структуры и массивной текстуры, содержащая псевдоморфозы вторичных минералов по оливину и флогопиту. Основная масса ПК в рассматриваемых кимберлитах апостекловатая, сильно измененная вторичными

процессами. Характерной особенностью рассматриваемых кимберлитов является высокое содержание в них ксеногенного материала, количество которого в разных типах пород переменчиво: в вулканогенно-осадочных образованиях от 90 до 100% объёма, в ксенотуфобрекчиях – 10-20%, а в отдельных участках до 40-45%. Кварц в кимберлитовой туфобрекчии содержится в переменном количестве – от 2 до 20-27% объёма породы. Главной особенностью вещественного состава АКБ является устойчиво высокое содержание кимберлитового материала и пониженное – ксеногенного; количество автолитов в брекчии составляет 35-45%. В кимберлитовых телах ААП широко развит сапонит ( $b=0,917-0,919$  нм), в повышенных количествах присутствует тальк, часто гидратированный ( $b=0,921$  нм); встречается также серпентин ( $b=0,922-0,928$  нм) и кальцит. Сапонит образует две характерные формы макровыделений: удлиённо-пластинчатую, приуроченную к псевдоморфозам по оливину, и мелкочешуйчатую, слагающую значительную часть основной массы породы. Взаимоотношения сапонита с серпентином имеют разный характер. Отмечено развитие сапонита по предварительно серпентинизированной породе. Большая же часть сапонита образовалась непосредственно по первичным компонентам кимберлитов: оливину, основной массе и другим составляющим брекчии. Сапонит распространен в широком интервале глубин – от поверхности до 700 м и более. Изменение глинистых минералов по разрезу изученных рифей - среднекаменноугольных отложений определяется в основном тремя факторами. Первый отражает природу и степень преобразования аллотигенного материала. Второй - определяет наложенное на него влияние гидрогеохимического характера бассейна осадконакопления. Третий – связан со степенью постседиментационного преобразования осадков. Проведённые исследования пород кимберлитов ВЕП, вмещающих и перекрывающих их толщ, позволяют утверждать, что преобладающими минералами рифей-вендских отложений исследуемого региона являются кварц, полевые шпаты, гидрослюда, ассоциирующая с неупорядоченными МГСО, а также хлорит и каолинит, что объясняется высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Кимберлитовые трубки выполнены туффитами, туфами, ксенотуфобрекчиями, АКБ и ПК. Главными компонентами кимберлитовых пород являются зерна кварца и полевых шпатов, ксенолиты аргиллитов, алевролитов, песчаников и псевдоморфозы ряда вторичных минералов по оливину. Среди вторичных фаз доминируют сапонит, тальк и серпентин, что выражается в повышенном содержании  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низком  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ . Породы урзугской свиты сложены в основном аргиллитами и кварцевыми песчаниками, в которых глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом с примесью хлорита. Источником повышенного содержания в кимберлитах ВЕП  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  служит терригенная примесь вмещающих пород венда. Образование сапонита,



вместо обычного для кимберлитов других платформ серпентина, осуществлялось путем воздействия кислых постмагматических растворов на первичные минералы и основную массу кимберлитов (оливин и др.). Повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  в гидротермальных растворах кимберлитов обусловлено поступлением его из ассимилированного ими терригенного материала вмещающих пород. Установленные особенности кимберлитов ААП позволяют утверждать об определяющем воздействии вмещающей среды на содержание в кимберлитах подвижных компонентов и природу вторичной минерализации. Следует подчеркнуть, что ни во вмещающих породах рифея и венда, ни в перекрывающих отложениях урзутской свиты в ассоциациях глинистых минералов присутствие сапонита не отмечается. Идентификацию сапонита в перекрывающих кимберлиты отложениях урзутской свиты, ледниковых и других четвертичных образованиях следует рассматривать как прямое указание на участие в их формировании продуктов размыва и переотложения кимберлитов. Сапонит относится к малоустойчивым минералам и может сохраняться только в ореолах ближнего переноса при быстром захоронении в условиях закрытой системы. Обнаружение этого минерала в перекрывающих диатремы осадочных толщах служит убедительным доказательством близкого расположения кимберлитов, что характерно только для ААП.

*Л.А. Иванов*

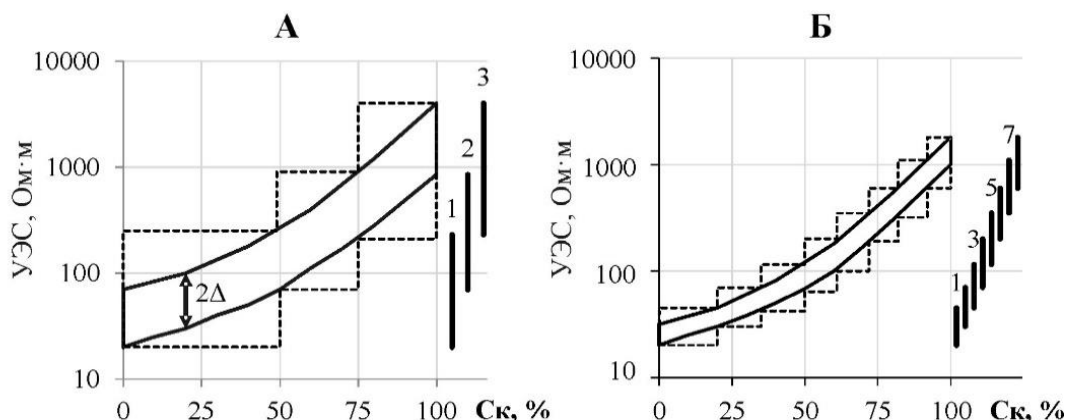
*РАНИМИ, Донецк*

## **К ВОПРОСУ ДЕТАЛЬНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ**

В условиях большой востребованности в использовании геофизических методов исследования скважин (ГИС) вопрос детальности изучения литологии по данным ГИС остается актуальным.

В корреляционной зависимости удельного электрического сопротивления пород (УЭС) от содержания карбонатного материала ( $S_k$ ) показатель  $S_k$  является учтенным геологическим фактором (Рис.). Его одному значению соответствует диапазон изменения параметра УЭС ( $2\Delta$ ). Величина  $\Delta$  представляет собой удвоенное остаточное среднеквадратичное отклонение корреляционной зависимости и одновременно является погрешностью методики определения состава по геофизическим данным.

Тип породы считается выделенным, если соблюдается следующий критерий: минимальное различие рассматриваемого типа породы с другими типами превышает двукратную погрешность ( $2\Delta$ ) определения геофизического параметра [1].



$\Delta$  – удвоенное остаточное среднеквадратичное отклонение; А – максимальная величина  $\Delta$ ; Б – минимальная величина  $\Delta$ ; 1-7 – номера условных типов породы на шкале УЭС; замкнутая сплошная линия – поле корреляции УЭС и Ск; пунктирная линия – границы типов пород по Ск и УЭС.

**Рисунок.** Выделение типов пород по удельному электрическому сопротивлению (УЭС) в ряду увеличения содержания карбонатного материала (Ск).

Диапазон изменения параметра на шкале УЭС и величина  $2\Delta$  – это две причины, обуславливающие максимальную детальность выделения типов пород. В свою очередь показатель  $\Delta$  имеет две составляющие: техническую погрешность определения физического параметра и тесноту природной связи показателя состава и физического параметра.

Теснота природных связей является предметом петрофизических исследований.

Максимальным проявлением тесноты связи служит функциональная зависимость. Лишь в этом идеализированном случае типы пород выделяются без перекрытия диапазонов изменения геофизического параметра. Такая связь образуется в силу влияния лишь одного фактора при прочих равных условиях. Однако в неидеализированных условиях невозможно достичь равенства всех прочих факторов. Реальным является лишь стремление к минимизации искажающего влияния прочих факторов. Поэтому главная задача петрофизики сводится к увеличению тесноты связи за счет установления критериев учета мешающих факторов на основе понимания природы их изменения.

Решение данной задачи занимает многие годы исследований, но в результате венчается прорывом в науке. Таким прорывом является создание физических основ угольной промысловой геофизики. Эти основы позволили найти решение многих геологических задач, которые напрямую геофизическими методами не решались. Ядром этих основ служит выделение и учет влияния на физические свойства пород процесса катагенеза [2, 3]. Подобным образом могут быть выделены и учтены другие

геологические факторы, которые, как катагенез, характеризуются зональным изменением по площади и геологическому разрезу. Среди них следует указать петрофонд (состав исходного осадочного материала), палеогеографические условия осадкообразования, палеогидрохимические условия постседиментационного изменения отложений и др. Косвенно об этом свидетельствует петрофизическое различие угольных бассейнов. На это также указывает и традиционный подход к исследованию петрофизики нефтегазоносных отложений. Он заключается в раздельном изучении месторождений, обособленных регионально, стратиграфически и катагенетически. Объединение этих объектов приводит к отрицательному эффекту, поскольку теснота корреляционных связей при этом уменьшается.

Таким образом, максимальная детальность выделения типов пород связана с погрешностью не отдельных геофизических методов, а методики определения показателей состава. В погрешности методики выделяются техническая и природная составляющие.

Кардинальным способом улучшения природной составляющей является установление влияния и количественный учет мешающих геологических факторов. В угольной геологии учет катагенеза, как мешающего фактора, повлек за собой разработку физических основ угольной промысловой геофизики. В перспективе учет других геологических факторов, таких как петрофонд, палеогеографические и палеогидрохимические условия, позволит увеличить точность определения состава и детальность выделения типов пород по геофизическим данным.

### **Литература**

1. *Гречухин В. В.* Изучение угленосных формаций геофизическими методами. Москва: Недра, 1980. 360 с.
2. *Гречухин В. В.* Новые физические основы угольной промысловой геофизики // XXVII Международный геологический конгресс: доклады. Москва: Наука, 1984. Т.4. С. 41-44.
3. *Иванов Л. А., Майборода А. А.* Совершенствование петрофизического разреза угленосных отложений // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. Випуск 5 (частина I) / Під заг. ред. А.В. Анциферова. Донецьк, УкрНДМІ, 2009. С. 335-351.

Т.А. Ивановская<sup>1</sup>, Т.С.Зайцева<sup>2</sup>, А.Р. Гептнер<sup>1</sup>, Л.П. Барышникова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва

<sup>2</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург

## ГЕНЕЗИС ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ В РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ТИПА

В работе обобщены результаты исследований генетических особенностей глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда из разрезов рифея, венда и нижнего кембрия (Анабарское и Оленекское поднятия, Северная Сибирь).

Проблема генезиса глауконита из отложений любого литологического типа и возраста достаточно сложна и состоит из множества вопросов, до сих пор решаемых неоднозначно. Это касается места глауконитообразования в стадийном процессе литогенеза, источника исходного материала для формирования глауконитовых зерен, механизма их образования в кристаллохимическом плане, роли биогенного фактора в минералообразовании и др. Отмечают, что формирование глобул может происходить во время седиментации, в диагенезе или может быть полистадийным – седиментационно-диагенетическим. Различают несколько способов образования глауконитовых зерен. Это может быть химический синтез из коллоидных растворов с последующей раскристаллизацией геля или трансформация смектита в глауконит. В работе принимается, что образование глауконита происходит в диагенезе из железисто-кремнистого геля, который образуется в процессе метаболической активности бактерий [1].

Среди глобулярных слоистых силикатов по степени алюминиевости ( $K_{Al} = {}^{VI}Al / ({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al)$ ), выделяются глаукониты, Al-глаукониты, Fe-иллиты и иллиты ( $K_{Al} \leq 0.5$ , 0.5–0.6, 0.6–0.8 и  $\geq 0.8$ ), образующие единый композиционный ряд. В отложениях верхнего протерозоя встречаются все разновидности слоистых минералов, включая собственно глаукониты, но наиболее развиты глобулярные Fe-иллиты и иллиты. В венде отмечаются глобулярные Fe-иллиты, в кембрии – глаукониты и Al-глаукониты [2].

Происхождение зерен глауконит-иллитового состава может быть разным – аутигенным (образованным *in situ*), аллотигенным (перемытым на месте или в едином палеобассейне) и терригенным (привнесенным из других районов) [3]. Однозначных критериев, по которым можно различать эти разновидности зерен, до сих пор нет. Изучение авторами глауконитсодержащих обломочных и карбонатных пород (известняки, доломиты, песчаники, алевролиты и др.) из верхнепротерозойских и нижнекембрийских пород, измененных на уровне глубинного катагенеза, показало следующее.

Аутигенные зерна глауконит-иллитового состава играют в докембрийских отложениях преобладающую роль; для них характерна глобулярная форма (округлая, овальная, почковидная и др.) и крупные размеры (до 0.4–1.0 мм), которые превышают размер кварцевых зерен. Так, в бассейнах нижнего рифея (Анабарское поднятие) с терригенной и карбонатной седиментацией происходило образование аутигенных зерен глауконита с повышенным содержанием Mg (4.22–6.84%), но самая высокая магнезиальность отмечается в Al-глауконите (MgO=6.84%) из доломитов юсмастаской свиты. Рост глобул происходил в доломитовой осадке в неравновесных условиях редукционной зоны мелководного бассейна, которые обусловили уникальную структурную и кристаллохимическую гетерогенность минерала [4]. Для образцов усть-ильинской свиты характерно высокое содержание катионов  $Fe^{2+}$  (FeO=4.34–6.09%) что свидетельствует о высокой интенсивности редукционных процессов при образовании глобул в терригенно-глинистых отложениях [2].

Аллотигенные зерна, наряду с более редкими аутигенными разностями, встречаются в верхней части кессюсинской серии нижнего кембрия Оленекского поднятия (в кровле маттайской свиты и в нижней части чускунской свиты), а также в основании эркекетской свиты. В большинстве образцов верхней части кессюсинской серии глауконитовые зерна разной формы (в том числе глобулярной) встречаются не только в породе, но и внутри оолитов, что свидетельствует об их перемыве. Таким образом, аллотигенные глауконитовые зерна, наряду с аутигенными, могут характеризоваться глобулярной формой, что отмечалось и ранее [3] и затрудняет интерпретацию их генезиса. В кессюсинское время после захоронения аллотигенных зерен в зоне диагенеза вновь создавались локальные микроусловия для формирования аутигенных глауконитовых глобул, которые соседствовали с аллотигенными разностями.

Терригенные зерна Fe-иллита ( $K_{Al} = 0.71$ ) впервые встречаются в косослоистых кварцевых песчаниках и гравелитах в основании маастаской свиты (венд, Оленекское поднятие), которая с глубоким размывом и угловым несогласием залегает на различных горизонтах хайпахской, дебенгдинской и арымасской свит среднего и верхнего рифея. На терригенное происхождение зерен указывают полученные по Fe-иллиту Rb-Sr и K-Ar изотопные датировки (1040–1000 млн лет). Они «удревнены» по отношению к возрастным значениям, принятым для нижней границы венда –  $650 \pm 10$  млн лет [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00254), а также в рамках Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 17 (№ 0135-2018-0050) и № 19 (№ 0153-2018-0009).

## Литература

1. Дриц В. А., Каменева М. Ю., Сахаров Б. А. и др. Проблемы определения реальной структуры

- глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
2. Ивановская Т. А., Зайцева Т. С., Звягина Б. Б., Сахаров Б. А. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
3. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321с.
4. Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А. и др. Природа структурно-кристаллохимической неоднородности глауконита с повышенным содержанием Mg (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 620–643.
5. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 20

*Е.С. Изъюрова*

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

## **ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

К базальным отложениям венда Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) приурочены значительные ресурсы углеводородов (УВ). В связи с отсутствием традиционных структурных ловушек и ведущей ролью литологического фактора в размещении залежей УВ, освоение выявленных запасов УВ, в первую очередь, определяется фациальной изменчивостью отложений. В связи с этим особую актуальность приобретает фациально-палеогеографические реконструкции и исследования структурно-вещественных характеристик отложений нижнего венда. Реконструкциям условий формирования нижневендских отложений юга Сибирской платформы посвящены работы А.С. Анциферова, Э.А. Базанова, Н.Н. Белозеровой, Д.К. Горнштейна, Т.И. Гуровой, С.М. Данилкина, Т.Н. Дергачевой, Ю.К. Дзевановского, А.О. Ефимова, М.А. Жаркова, А.П. Железновой, К.В. Зверева, Л.Н. Илюхина, Б.М. Келлера, Л.И. Килиной, В.Н. Киркинской, А.А. Кульковой, Г.В. Лебедева, Н.В. Мельникова, М.А. Минаевой, Я.К. В.Г. Постникова, О.В. Постниковой, С.И. Сирьк, Б.С. Соколова, Л.Н. Фомичевой, Г.С. Фрадкина, Э. Хеллема, А.Я. Хлебникова, В.В. Хоментовского Г.В. Холмовой, Г.А. Хохлова, А.В. Царева, Л.С. Черновой, Э.И. Чечеля, Г.Г. Шемина, Т.Н. Яковенко и др. В изложенных работах генезис этих отложений рассматривался как аллювиальный, аллювиально-дельтовый и прибрежно-морской [1-3]. В последние годы появился значительный объем литологического материала, который потребовал переосмысления условий образования этих отложений с позиций современных

палеоклиматических и палеогеодинамических реконструкций.

На северо-востоке НБА породы нижней части разреза слагают верхнечонский и талахский продуктивные горизонты. Отложения представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками разной степени зернистости и алевро-аргиллитами. В целом нижняя часть разреза относительно более грубозернистая и залегает на эродированной поверхности фундамента. В отдельных разрезах грабенных зон восточного склона НБА базальные отложения венда со стратиграфическим несогласием залегают на рифейских песчаниках морского генезиса. В таких зонах вендский осадочный комплекс представлен наиболее полно. По мере продвижения к своду НБА нижневендские отложения сокращаются по мощности и стратиграфическому объему. По результатам литолого-геофизических исследований и циклостратиграфического анализа наиболее полные разрезы талахского и верхнечонского горизонтов состоят из трех циклитов проградационной направленности. В тоже время в базальной части нижневендского разреза выявлена ациклическая высокогаммная толща, сложенная «пудинговыми» конгломератами и диамиктитами, структурно-текстурные характеристики которых несут признаки ледникового генезиса. Базальный пласт представлен плохо отсортированными и плохо окатанными, грубообломочными красноцветными терригенными отложениями с беспорядочными неслоистыми текстурами. Для отложений характерны такие пороодообразующие минералы как кварц, полевые шпаты, обломки кварцитов, симплектитов, а также наличие зерен турмалина, сфена, рутила, лейкоксена, циркона и монацита, последние из которых могут присутствовать в виде россыпей. Для установления воздействия ледниковых процессов на формирование ациклической толщи, был проведен экзоскопический анализ морфологии поверхности грубообломочных зерен кварца, выделенных из базальных отложений венда, на растровом электронном микроскопе. При сопоставлении морфологических особенностей обломочного материала современных ледниковых отложений Антарктиды [4] и базального пласта венда северо-востока НБА были выявлены черты сходства, в частности, утюгообразная форма зерен кварца, раковистые изломы, прямые и дугообразные ступеньки, а также высокий и средний рельеф зерен с поверхностями химического выветривания. Кроме того, явные черты сходства массивных, неслоистых текстур отложений современных ледниковых морен, а также наклоннослоистых высоко литологически расчлененных флювиогляциальных отложений Антарктиды с текстурами базальных вендских пород позволяют предполагать, что их формирование происходило в условиях активного проявления ледниковых процессов.

Наблюдаемые в настоящее время на северо-востоке НБА базальные вендские отложения, являются реликтами ледникового рельефа, в которых сохранились лишь

некоторые основные элементы. Большая часть этих отложений, видимо, была уничтожена в результате размыва, следы которого наблюдаются в кровле базального пласта практически во всех скважинах, охарактеризованных керновым материалом. В процессе движения ледник производил большую экзарационную, транспортную и аккумулятивную работу. В результате таяния ледника формировались области осадконакопления, подчиненные морфологии подстилающей поверхности. Впоследствии образовался контрастный постледниковый рельеф.

### Литература

1. Гурова Т.И., Чернова Л.С. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы//М.:Недра.-1988.-251с.
2. Чернова Л.С., Рояк Р.С., Гурова Т.И. Условия формирования и основные характеристики локальных резервуаров нефти и газа Лено-Тунгусской и Хатанго-Вилуйской нефтегазоносных провинций//Новосибирск. СНИИГГиМС.-1986.
3. Постникова О.В., Соловьева Л.В., Тихомирова Г.И. Строение аллювиально-пролювиальных природных резервуаров нижнего венда южного склона Непско-Чонского мегасвода (Сибирская платформа)//Нефтяное хозяйство.-2008.-№2. 9-15с.
4. Kari Strand, Sandra Passchier, Jari Näsi. Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.- 2003.- Т.198, №1. С.101-111 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [www.elsevier.com/locate/palaeo](http://www.elsevier.com/locate/palaeo): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 198 (2003) 101-111: Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica

*Е.Т. Казимиров*

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

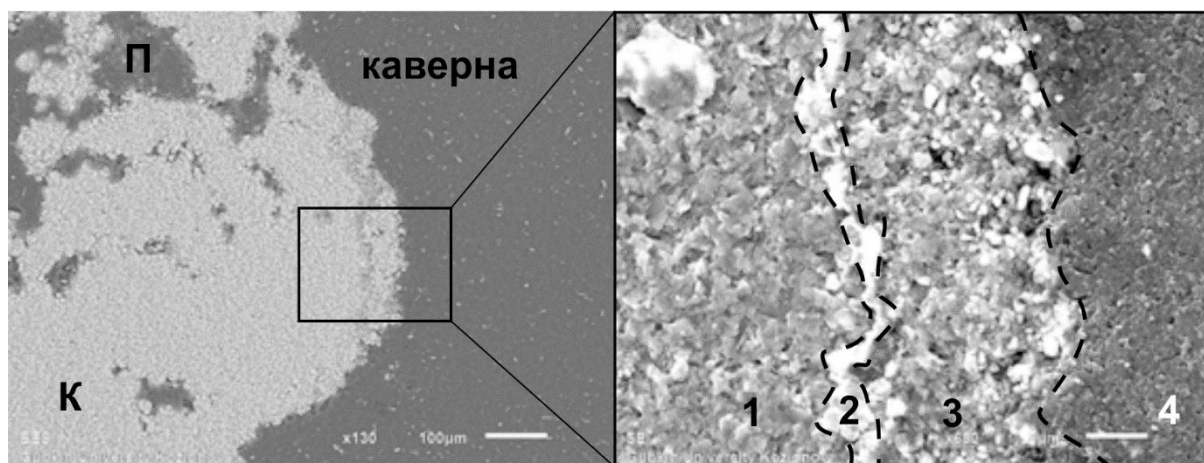
### **МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ТИПОВ И ПАРАМЕТРОВ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА И ГИДРОФИЛЬНОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КОЛЛЕКТОРОВ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП**

На основании проведенного комплекса исследований, в который вошли методы оптической и электронной микроскопии, микрозондирование и томография, была сформирована методика, по которой выделены и описаны основные литотипы карбонатных пород коллекторов силура и девона некоторых нефтяных месторождений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. В описание включены качественные и количественные характеристики типов пустотного пространства, основные структурные элементы литотипов, распределение гидрофильных и гидрофобных участков.



При помощи оптической микроскопии, выделяются литотипы, из них по шлифам отбираются наиболее типические участки, по которым проводится имидж-анализ, суть которого заключается в том, чтобы определить элементы пустотного пространства различного типа, а также составные элементы твердой фазы, после чего производится их статистический подсчет и намечаются области для проведения электронной микроскопии. Так, в известняке строматопорово-водораслевом, пространство шлифа разделяется на два главных структурных элемента – каркас (К) и внекаркасное пространство (ВК). Каркас – строматопоровая микропостройка состоящая преимущественно из плотного пелитоморфного карбонатного матрикса. Внекаркасное пространство (ВК) – разрушенные (переработанные) строматопоровые постройки, характеризующиеся повышенной пористостью и общей разуплотненностью. Пустотное пространство в них сильно различается.

Исследования по электронной микроскопии и микрозондированию выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM 6610 LV, Jeol (Япония). Для сопоставимости полученных результатов на электронном и оптическом микроскопах была разработана методика пробоподготовки. Детально рассмотрены структурные элементы и их элементарный состав, благодаря чему появилась возможность выявить пленки органического вещества и насыщение им микропористых участков (Рис.).



**Рисунок.** Границу между каркасной строматопоровой постройкой (К) и каверной можно разделить на три области. Кальцитовая часть – матрица (1), пленка с высоким содержанием углерода до 80% (2) и кальцит с высоким содержанием углерода до 25% (3). Каверна (4) и межформенные поры (П) заполнены смолой.

Изучение образцов с помощью метода компьютерной рентгеновской томографии производилось с помощью томографа DeskTom 130, что позволило просчитать объем пор в пространстве и определить степень связанности различных типов пустотного

пространства.

В результате применения комплексной методики исследования пустотного пространства по данным оптических и электронно-микроскопических анализов с результатами моделирования на томографе было выявлено, что различные генетические типы пустот обладают резко различающимися морфометрическими параметрами, а распределение органического вещества в пустотах и околопустотном пространстве имеет крайне сложный характер, при котором породы имеют неравномерную гидрофильность.

Комплексный подход позволил провести исследования на разных масштабах и скоррелировать их результаты между собой, благодаря чему могут быть получены модели распределения пористости и гидрофильности в пространстве породы.

*Е.Е. Карньюшина<sup>1</sup>, Е.О. Малышева<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup>*ООО «РН-Шельф-Арктика», Москва*

## **ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В СОВРЕМЕННОЙ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ**

Фациальный анализ со времени его возникновения в середине 19-ого века рассматривается как метод палеогеографических реконструкций и восстановления обстановок осадконакопления. Сложная история и неоднозначность трактовки термина „фация” обусловили разное понимание фациального анализа. Крайними позициями здесь можно считать „стратиграфический” и „генетический” подходы. Определение фации, данное Г.Ф. Крашенинниковым, как “комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического „отрезка” [1, стр.16], наиболее полно отвечает целевому назначению фациального анализа и объединяет оба этих подхода. Здесь сохраняется неразрывность трех сторон понятия фаций: вещества, среды и стратиграфической принадлежности.

Активное развитие и широкое применение фациального анализа в нефтяной геологии 20 века было обусловлено потребностями прогноза, поисков и разведки месторождений углеводородов. Бурение скважин и интерпретация сейсмических данных стали основными инструментами фациального анализа на современном этапе. При этом классические исследования естественных выходов пород на земную поверхность по-прежнему остаются актуальными.

Анализ скважинных данных является основой генетической интерпретации разрезов. Он включает детальное послойное макроскопическое описание керна (распиленного) с

использованием актуалистических седиментационных признаков, фотографирование, комплекс аналитических исследований, в том числе, биостратиграфических и петрофизических. На основе комплексного анализа данных ГИС, керна и шлама с привлечением материалов по более изученным районам выделяются так называемые «каротажные фации», позволяющие давать генетическую интерпретацию разрезов скважин в интервалах, не охарактеризованных керном.

Собственно фациальный анализ определенных стратиграфических уровней традиционно проводится на основе межскважинной корреляции. Однако, в условиях ограниченности скважинных данных и (или) отсутствия надежных биостратиграфических коррелятивов определяющей становится роль сейсмических исследований. Следует отметить значительно возросший уровень сейсмостратиграфических и сейсмофациальных исследований за счет совершенствований технологий сейсморазведочных работ, и обработки сейсмических данных, в том числе 3D и 4D съемок. По результатам разных видов атрибутного анализа, а также сейсмической инверсии удается получать образы «палеогеоморфологических» срезов и сейсмофаций с характерными морфологическими признаками седиментационных тел [2]. Комплексная интерпретация этих данных и результатов изучения скважин представляет хорошую основу прогноза распространения основных элементов углеводородных систем.

Такие представления и рекомендации Г.Ф. Крашенинникова, как: „при генетическом анализе подлежат выявлению и критическому исследованию признаки отложений, слагающих выбранный стратиграфический интервал на изучаемой площади” [1, с. 282] и „генетический тип – это комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической обстановке и под действием одного ведущего геологического агента” [1, с. 18] положены в основу учебного курса «Литофациальный анализ нефтеносных толщ». Этот курс читается на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ с 2011 г. магистрантам первого года обучения

Студенты кафедры получают первый опыт выявления генетических признаков отложений на нефтегеологической практике после третьего курса, описывая в масштабе 1:10, с использованием метода седиментационной цикличности [3], верхнемеловой флиш Анапского разреза и дельтовые отложения нефтеносного комплекса чокрака по керну скважин северного борта Западно-Кубанского прогиба. Через год они расширяют этот опыт на практикуме по литофациальному анализу.

Основная цель практикума — реконструкция обстановок осадконакопления и прогноз распространения толщ с различными нефтегеологическими свойствами. При этом акцентируется литологическое изучение керна. Практические занятия обеспечены

материалами изучения керна скважин, исследованного как сотрудниками кафедры, так и самими магистрантами в ходе работ по проектам с ПАО «НК Роснефть». При выполнении проектов используется комплексирование геофизических, литологических и нефтегеологических данных [4].

Опыт многолетнего сотрудничества геологического факультета МГУ с ПАО «НК Роснефть» и его дочерними компаниями свидетельствует о перспективности выбранного формата для решения задач поисково-разведочных работ компаний и подготовки квалифицированных кадров в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова.

### Литература

1. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. Учеб. пособие. М.: «Высшая школа», 1971. 368 с.
2. Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. SEPM. Concepts in Sedimentology and Paleontology No.7, 1999. 210p.
3. Вассоевич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования // Литология и нефтегазоносность / Н.Б. Вассоевич. Избранные труды. М.: Наука. 1990. С.183-207.
4. Иванов М.К., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И. и др. Литофациальный анализ позднемиоценовой толщи на шельфе северо-восточного Сахалина на основе геолого-геофизических, литологических и нефтегеологических данных // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всерос. литологического совещ. (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г). Новосибирск: ИНГГ СО РАН. Т. 1. С. 358-361.

Е.А. Кожевникова<sup>1</sup>, Е.В. Карпова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ЗАО «МиМГО им. В.А. Двуреченского», Москва

<sup>2</sup> МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ В ПРЕДЕЛАХ ШИНГИНСКОЙ МЕГАСЕДЛОВИНЫ

Терригенные отложения горизонта Ю<sub>1</sub> васюганской свиты (J<sub>2-3</sub> vs) представляют интерес для литологического изучения в связи с его нефтегазоносностью. В пределах горизонта Ю<sub>1</sub> выделяют надугольную, межугольную и подугольную пачки. Изучен керн 5 скважин (всего 215 метров), вскрывающих отложения васюганской свиты. Район исследований расположен на юге Западно-Сибирской плиты, в Томской области. Для выявления литологического строения изучаемых отложений было проанализировано 122 петрографических шлифа. По вещественному составу

большинство песчаных литотипов являются граувакковыми аркозами (по классификации Д.В. Шутова). Рассматриваемые отложения являются однотипными по набору обломочных компонентов, отвечают одной и той же питающей провинции, которая не менялась при накоплении описываемых пород. Аркозовый состав песчаников свидетельствует о наличии гранитных массивов среди пород источников сноса. По разновидностям литокластов установлено присутствие в эродлируемых отложениях метаморфических пород (сланцы, кварциты), а также эффузивов.

В процессе исследования были проанализированы результаты рентгено-фазового анализа по 116 образцам. Для песчаников характерны ассоциации глинистых минералов: гидрослюдисто-каолинитовая и хлорит-каолинитовая. Ассоциации не изменяются по площади и по разрезу. Резкое преобладание каолинита в глинистой фракции характерно для глинистого цемента песчаных пород и обусловлено вторичными изменениями. В шлифах отмечается аутигенный каолинит, который имеет плохо выраженную кристаллическую структуру и заполняет поры в песчаниках. Синтез каолинита может быть связан с поступлением глубинных флюидов с растворенной углекислотой. Содержание каолинита изменяется от 40 до 91 %, гидрослюды от 5 до 20 %, хлорита от 0 до 16 %, смешанослойных минералов от 3 до 13 %.

В северной части территории содержание каолинита составляет в среднем 49%. Увеличение каолинита тесно связано с уменьшением количества гидрослюды. Можно предположить, что вторичные изменения в большей степени проявлены в северной и центральной частях территории и в меньшей степени в южной части территории исследования.

Учитывая, что все типы разрезов имеют одинаковый состав обломочного материала с незначительным изменением его размерности, количества и состава цемента, очевидно, что породы имели единый источник сноса терригенного материала.

В результате микро- и макроскопического изучения песчаных пород изучаемых отложений было выделено 25 основных литологических типов: 13 литологических типов песчаников; 2 типа алевролитов; 3 типа аргиллитов; 4 типа переслаивания песчаников и алевролитов и аргиллитов; известняк; палеопочвы и угли.

В изучаемых отложениях выделено две обстановки: прибрежно-морская и континентальная, которым соответствует 6 фаций. В прибрежно-морской обстановке выделено 4 фации: песчаных осадков русел рукавов, песчаных осадков прирусловых баров дельтовых рукавов, алевро-песчаных осадков нижней части фронта дельты, глинисто-алевритовых осадков междельтовых заливов. В континентальной обстановке выделено 2 фации: алевро-глинистых осадков озер и болот (лагун и болот), песчаных осадков прирусловых валов.

Вторичные изменения в песчаниках васюганской свиты обусловлены составом его первичной терригенной составляющей, условиями осадконакопления, а также особенностями породообразования. При погружении пород на глубину неизбежно действие литостатического давления и градиента температур, что приводит к уплотнению отложений, возникновению более плотной упаковки зерен и их растворению.

Также, вторичные геохимические процессы песчаного коллектора обусловлены резким изменением рН среды вследствие поступления в коллектор внешнего флюида (воды, УВ). Причиной миграции флюидов с глубинных толщ и заполнения ими пористых пластов является тектоническая подвижность осадочного чехла с образованием вертикальных разломов и окаймляющих их трещин.

В изученных породах выделяются фоновые преобразования литогенеза погружения (диагенетические и катагенетические) и вторичные изменения, связанные с процессом кислотного выщелачивания пород за счет проработки их флюидами (флюидный метасоматоз). В рассматриваемых песчаных отложениях значительно проявились вторичные изменения, связанные с действием литостатического давления, последующим развитием процессов гравитационной коррозии и аутигенного минералообразования: уплотнение, инкорпорация, растворение, коррозия, регенерация и т.д. Кроме того, в рассматриваемых песчаных отложениях отмечается: альбитизация, каолинитизация и кальцитизация, связанные с действием глубинных минерализованных растворов и проявлением углекислого и щелочного метасоматоза.

Вторичные изменения существенно влияют на коллекторские свойства песчаников. В результате анализа распределения пористости и проницаемости по разрезу, выявлено, что фильтрационно-емкостные свойства резко уменьшаются в песчаниках с карбонатным цементом, пористость в таких песчаниках составляет 1-3%, проницаемость около 0.1-3 мД. Также, к ухудшению коллекторских свойств ведут диагенетические и катагенетические преобразования, такие как: сидеритизация, сочетание структур гравитационной коррозии и регенерация кварца. Вышеперечисленные изменения ведут к сокращению пустотно-порового пространства и снижению емкости коллектора. Напротив, в хорошо отмытых крупно-среднезернистых песчанках с открытыми пустотами, пористость составляет до 18%, проницаемость до 25 мД. В целом, изменения, проявленные за счет флюидного метасоматоза, улучшают коллекторские свойства пород.

Таким образом, фильтрационно-емкостные свойства в породах васюганской свиты определяются как генезисом отложений, так и вторичными преобразованиями отложений. В свою очередь, вторичные изменения обусловлены составом первичной

терригенной составляющей, особенностями породообразования и вторичными геохимическими процессами. Анализ данных фильтрационно-емкостных свойств и петрографическое изучение пород, позволили установить, что лучшими коллекторскими свойствами обладают отложения, генетически связанные с фациями песчаных осадков приустьевых баров дельтовых рукавов.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

*А.В. Крайнов*

*Воронежский государственный университет, Воронеж*

### **ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КЕРАМИЧЕСКИХ ГЛИН КАЙНОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО РАЙОНА**

На территории Центрально-Черноземного района (ЦЧР) разрабатываются керамические глины аптского яруса. Они являются наиболее качественными и перспективными для наращивания запасов. Однако, в качестве керамического сырья могут быть также использованы кайнозойские глины. В пределах ЦЧР известны Краснояружское, Шрамовское, Сергиевское, Горшеченское, Байгорское месторождения. Глины Сергиевского и Горшеченского месторождений приурочены к *киевской свите эоцена*, Шрамовского – к *бережской свите олигоцен-миоцена*, Краснояружского – к *новопетровской свите миоцена*, Байгорского – к *усманской серии плиоцена* [1].

Глины *киевской свиты эоцена* имеют смектит-иллит-каолинитовый состав. Химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 57,80–73,93;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 10,27–23,15;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,55–5,65;  $\text{CaO}$  – 0,50–3,06;  $\text{MgO}$  – 1,10–2,07;  $\text{SO}_3$  – сл. – 0,56. Показатель огнеупорности – 1400–1480 °С. По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ) размер частиц каолинита колеблется от 0,5 до 2,0 мкм, обычно менее 1 мкм. Гексагональные грани, характерные для неизмененного (первичного) каолинита, встречаются крайне редко. Грани пластинок обычно имеют неровные контуры, часто с волнистыми корродированными краями. Пластинчатые частички минерала имеют сглаженные (обломанные) формы.

Глины *бережской свиты олигоцен-миоцена* по данным рентгеноструктурного анализа имеют смектит-иллит-каолинитовый состав. Смектит характеризуется межплоскостным расстоянием 13,93–14,33 Å; иллит – 9,94 Å, 5,0 Å, 3,34 Å; каолинит – 7,18 Å, 4,47 Å, 3,58 Å. В пробе также присутствует кварц. Согласно лабораторным исследованиям средний химический состав глин следующий –  $\text{SiO}_2$  – 54,60–65,90 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16,67–22,43 %;  $\text{TiO}_2$  – 0,9–1,17 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,48–5,11 %;  $\text{CaO}$  – 0,91–4,41 %;  $\text{MgO}$  – 0,81–1,21 %;  $\text{SO}_3$  – 0,03–0,14 %;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,25–0,48 %;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,98–1,78 %; п.п.п. – 6,65–11,57 %. По данным РЭМ чешуйки каолинита из глин имеют размер, преимущественно,

менее 0,5 мкм. Наблюдается полное отсутствие гексагональных пластинок. Такая форма чешуек типична для аллотигенного каолинита.

Глины *новопетровской свиты миоцена* смектит-каолинитового состава. Смектит характеризуется межплоскостным расстоянием 13,98 Å, каолинит – 7,22 Å, 4,47 Å, 3,54 Å. В пробах отмечаются кварц и следы иллита. Каолинит плохо окристаллизован, о чем свидетельствует размытость рефлекса 001 и отсутствие, или очень слабые рефлексы в области 3,8-4,37 Å. В глинах верхней пачки преобладающим минералом является монтмориллонит. В виде примеси встречается иллит, реже каолинит, постоянно присутствуют зерна кварца. На электронно-микроскопических снимках [2,3] каолинит отмечается в непрозрачных изометрично-пластинчатых образованиях, лишь изредка присутствуют хорошо ограниченные кристаллы. Размер частиц каолинита колеблется от 0,1 до 1,5–2,0 мкм, обычно менее 0,5 мкм. Гексагональные грани отсутствуют. Согласно лабораторным исследованиям средний химический состав следующий: SiO<sub>2</sub> – 68,23 %; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16,92 %; TiO<sub>2</sub> – 1,15 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,66 %; CaO – 0,94 %; MgO – 0,56 %; SO<sub>3</sub> – 1,84 %; K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 0,34 %; п.п.п. – 6,28 %.

В глинах *усманской серии плиоцена* содержится значительное количество каолинита и монтмориллонита щелочноземельного типа при малом содержании иллита. При этом в подошве глинистой толщи, характеризующейся сильной запесоченностью, каолинит является доминирующим минералом (55-60 %), а значения базальных рефлексов монтмориллонита, равные 12,3-13,0 Å, позволяют предполагать наличие смешаннослойной фазы типа монтмориллонит + каолинит. Средние содержания оксидов, колеблются в следующих пределах (%): SiO<sub>2</sub> – 66,92, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub> – 17,15, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,64, CaO – 1,19, MgO – 0,89, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 0,73, п.п.п – 6,68 [4]. Следовательно, глины относятся к полукислым.

В *киевское время* формирование керамических глин происходило в мелководно-морских условиях при размыве мезозойских и палеозойских каолинитсодержащих пород.

В *берекское время* формирование тугоплавких керамических глин происходило в мелководно-морском бассейне за счет размыва коры выветривания и осадочных пород палеоцена и эоцена в отрицательных формах морского дна. Накапливались глины полиминеральные, иллит-монтмориллонит-каолинитового состава с заметной примесью кварца.

*Миоценовые* тугоплавкие глины образовались в озеровидных старичных бассейнах выровненной аллювиальной равнины в перстративную фазу накопления аллювия. Их разрез сходен с перевернутым каолиновым профилем выветривания, когда в нижней части первого залегают каолиновые глины, а в верхней – полиминеральные.



В раннеплиоценовое время формирование керамических глин байгоровского типа происходило в пойменной фации констративной фазы накопления долинного аллювия [4]. При этом наиболее мощные глинистые толщи накапливались между локальными поднятиями или перед ними. Источником сноса для каолинита, служили каолинистые глины из аллювиальной толщи апта, развитой северо-западной месторождения.

### Литература

1. Крайнов А.В., Дмитриев Д.А. Минерально-сырьевая база тугоплавких и огнеупорных глин Центрально-Черноземного района и перспективы ее развития // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. № 4. Воронеж, 2017. С. 79-85.
2. Савко А.Д., Холмовой Г. В., Шишов С. А. Нерудные полезные ископаемые Черноземья. Труды научно-исследовательского института геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 32. Воронеж, 2005. 314 с.
3. Савко А.Д., Крайнов А.В. Керамические глины Центрально-черноземного района. Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 88. Воронеж, 2015. 109 с.
4. Холмовой Г.В., Савко А.Д., Дмитриев Д.А., Ратников В.Ю., Горюшкин В.В. Глины и условия их образования в неогене Воронежской антеклизы // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. № 2. Воронеж, 2014. С. 30-35.

*А.В. Краснова*

*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ С ДРЕВНЕЙШИМИ ОТПЕЧАТКАМИ ПРОАРТИКУЛЯТ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ БЕЛОМОРЬЕ

Юго-Восточное Беломорье – уникальный район по богатству и разнообразию эдиакарской фауны, отпечатков первых в палеонтологической летописи макроскопических организмов со сложным строением тела (575–541 млн. л.н.). Систематическое положение, биология, экология и тафономия эдиакарской биоты до сих пор остается предметом многочисленных научных дискуссий. Важным шагом к решению этих вопросов может стать расшифровка условий осадконакопления в местах обитания эдиакарских организмов.

В ходе исследования были изучены обнажения терригенных отложений венда в окрестностях дер. Лямца (Беломорье), содержащие комплекс древнейших найденных в регионе отпечатков проартикулят. Эти отложения относятся к лямицкой свите редкинского горизонта верхнего венда [1].

Ранее эти породы изучались Д.В. Гражданкиным [1, 2] и были отнесены к отложениям подводных илистых равнин мелководного шельфа, формирование которых происходило между волновым и штормовым базисом в пределах фотической зоны.

В изученном разрезе мощностью 33 м в результате исследования было выделено две фациальные обстановки, сменяющие друг друга во времени.

Верхняя часть разреза (мощность 14 м) представлена переслаиванием алевролитов и глин с линзовидной, волнистой, редко с флазерной слоистостью. Для нее характерны прослои тонкозернистого песчаника толщиной до 10 см с тонкой параллельной, полого косо-волнистой и бугорчатой слоистостью, с пологой волновой рябью на кровле. На подошвах таких прослоев встречаются эрозионные промоины типа gutter casts и трещины синерезиса. В этом интервале на подошвах песчаников обнаружены отдельные отпечатки и небольшие скопления остатков эдиакарских организмов (*Dickinsonia* sp., прикрепительные диски фрондоморфов, *Palaeopascichnus*, *Parvancorina*, *Beltanelliformis*).

Отложения верхней части разреза можно отнести к фации тонкослоистых песчано-глинистых отложений, формировавшихся на мелководном шельфе выше волнового базиса в зоне проникновения света. Тонкие линзочки алевролита с волнистой слоистостью, по-видимому, накапливались при участии волнового фактора. Прослои песчаника с бугорчатой слоистостью, эрозионными врезами на подошве, разноориентированными подошвенными знаками и следами кругового волочения по дну могут быть интерпретированы как штормовые отложения. Флазерная слоистость, глинистые примазки в песчаниках, два противоположных направления течения по проведенным замерам могут указывать на влияние приливно-отливных процессов при формировании толщи в пределах сублиторали.

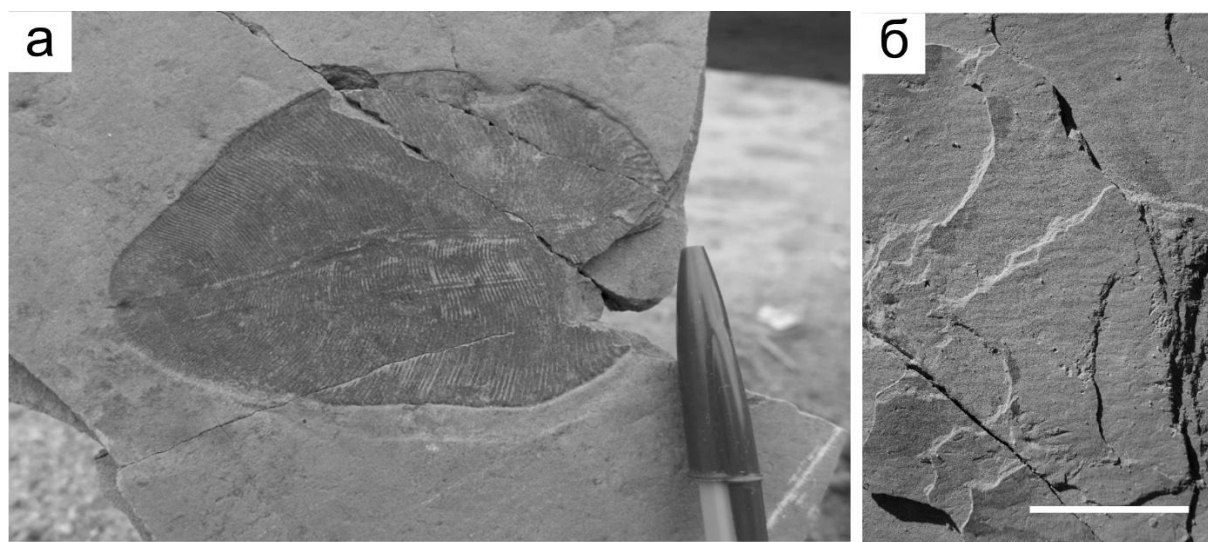
Нижняя часть изученного разреза (мощность 19 м) сложена глинами с миллиметровыми линзами алевролита с тонкой параллельной и градиционной слоистостью, редко с мелкой рябью. Встречаются редкие прослои алевролита толщиной первые сантиметры. Присутствуют интервалы бестекстурных глинистых алевролитов со следами течения вязко-пластичного осадка, деформирующими тонкослоистые толщи. Крупное захоронение эдиакарских организмов (*Dickinsonia* sp., прикрепительные диски фрондоморфов, *Palaeopascichnus*, *Parvancorina*, *Beltanelliformis*) приурочено к уникальному для изученного интервала мощному слою алевролита толщиной до 30 см (Рис. а).

Отложения нижней части разреза можно отнести к фации тонкослоистых алевро-глинистых отложений, формировавшихся на мелководном шельфе на границе со штормовым базисом в пределах фотической зоны. Мелкомасштабная цикличность в

глинистых ритмитах с очень тонкой параллельной и градационной слоистостью может быть связана с сезонными, либо суточными (приливно-отливными) процессами.

Фациальная принадлежность отложений нижней части разреза согласуется с предложенной ранее интерпретацией Д.В. Гражданкина [1, 2]. С учетом пологого рельефа шельфа и, вероятно, небольшой глубины проникновения солнечного света в толщу воды в вендское время, они могли формироваться на глубинах порядка 20 м. Отложения верхней части разреза несут следы волнового воздействия на меньших глубинах.

Особый интерес представляет фоссилиеносный слой алевролита в нижней глинистой части разреза. Его мощность меняется от 5–10 до 30 см по латерали на протяжении первых десятков метров.



**Рисунок.** Отпечаток *Dickinsonia* sp. с органической пленкой на поверхности (а) и наслаивающиеся поверхности с мелкомасштабной рябью внутри фоссилиеносного слоя (масштаб линейки 5 см) (б).

Накопление осадка на начальных этапах формирования слоя осуществлялось штормовыми или волновыми процессами – на это указывают: во-первых, волновая бугорчатая слоистость в его основании с глинистой галькой и обрывками микробных матов; во-вторых, эрозионные промоины на подошве с разнонаправленными подошвенными знаками и знаками танца. На бортах этих промоин разорванные и изогнутые края микробных матов уходят внутрь слоя. В процессе накопления слоя происходили периоды перерывов и биостабилизации, на что указывает наличие нескольких поверхностей с мелкой рябью и микробиальными текстурами внутри алевролита (Рис.б). Градационная слоистость в его верхней части, вероятно, связана со

свободным осадчением осадочного материала при снижении гидродинамики на завершающих этапах формирования этих отложений.

Образование данного слоя можно было бы объяснить экстремально сильным штормовым событием, привнесшим материал глубже на шельф. Однако поверхности перерыва в осадконакоплении внутри слоя указывают на многоактность его формирования. Кроме того, мощность слоя значительно сокращается уже в пределах десятков метров, указывая на локальность явления. Возможно, обломочный материал намывался волновыми и штормовыми процессами на локальном поднятии рельефа дна, которое затем было погружено. Тем не менее, литологических признаков перепада подстилающего рельефа, представленного тонкими глинистыми ритмитами, не было обнаружено. Изучаемый слой соседствует в разрезе с бестекстурными алевро-глинистыми прослоями с деформациями вязко пластического осадка мощностью до 2 м, которые подстилаются и перекрываются нормально-слоистыми отложениями. Эти деформированные толщи указывают на нестабильность осадка, которая могла быть вызвана как оползневыми, так и сейсмическими процессами

Проведенные литологические исследования выявили, что сообщество эдиакарских организмов Лямецкого местонахождения не обнаруживает четкой фациальной приуроченности. Эти организмы могли обитать на дне шельфа Беломорского бассейна как в зоне волнового и штормового воздействия, так и на глубинах со слабым штормовым воздействием. В последнем случае они сохранились только благодаря образованию песчаного тела, которое могло возникнуть как за счет уникальных событий в осадконакоплении, так из-за наличия неоднородностей рельефа дна и развития приподнятых (отмельных) участков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-05-02212 и в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

## Литература

1. Гражданкин Д. В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье //Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11. – №. 4. – С. 3-23
2. Гражданкин Д. В. Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала) //Дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. – 2011.

*В.Г. Кузнецов*

*РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина*

## **УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ В РГУ НЕФТИ И ГАЗА (НИУ) ИМЕНИ И.М. ГУБКИНА**

Кафедра петрографии осадочных пород (ныне кафедра литологии) была организована в 1934 г на базе существовавшей ранее кафедры минералогии и кристаллографии, и стала первой кафедрой подобного рода в нашей стране. Ее возглавил известный ученый один из создателей науки об осадочных породах Л.В. Пустовалов. Тогда же началось чтение курса «Петрографии осадочных пород». Кроме собственно петрографии – изучения и описания осадочных пород, в курсе описывались основные черты осадконакопления в отдельных, как правило, крупных областях – на склонах и подножьях гор, в области болот и озер, в морских условиях и т.д. Фации и фациальный анализ в более строгом значении как таковые не рассматривались.

В начале семидесятых годов прошлого века впервые был прочтен факультативный курс «Фации и методы фациального анализа», издано небольшое пособие [3], и эти вопросы в виде отдельного раздела вошли в основную программу курса «Литология» и в соответствующие учебники.

Вопросы происхождения осадочных пород, реконструкции обстановок осадконакопления на конкретных разрезах и комплексах отложений обсуждались и реконструировались со студентами на учебных геологических практиках [2].

Как отдельная дисциплина курс «Учение о фациях и нефтегазоносных формациях» был введен для специализации «Нефтегазовая литология». Эта специализация и соответственно учебная группа существовала в течение 1985-1996 годов. Учебный план специализации был четко структурирован, и дисциплина «Учение о фациях и формациях» во многом служила теоретической и методологической базой последующих дисциплин – «Прогноз и поиски неантиклинальных ловушек» и «Литология природных резервуаров» [1]. В программе дисциплины кроме лекций была работа с коллекциями образцов разных фаций и выполнение трех самостоятельных работ: 1) генетическая интерпретация геологических разрезов по данным описания пород и материалам лабораторных анализов – химических или гранулометрических – в зависимости от состава пород разреза соответственно для карбонатных и сульфатных с одной стороны, и обломочных с другой, 2) фациальная реконструкция с построением фациальной карты и фациального профиля по материалам полевого описания разрезов и данных аналитических исследований и 3) аналогичные построения по данным бурения на конкретных площадях с учетом данных каротажа и описания керна.

Последняя работа выполнялась также и при проведении курсов по повышению квалификации работников нефтяной и газовой промышленности, как в стенах нашего ВУЗа, так и на выездах в нефтяные районы России, Белоруссии и Казахстана.

В кратком виде фаціальний раздел сохранялся в базовом курсе «Литология» для всей специальности [6, 9, 10].

В последующем, после организации магистратуры этот курс перешел в учебный план этой формы обучения и был написан и издан советующий учебник [7]. Вначале это была обязательная дисциплина, но затем в учебный план была введена серия других предметов, все они были переведены в разряд дисциплин по выбору, и курс практически был снят.

Сейчас фаціальний анализ в виде раздела присутствует в плане дисциплины «Литология», и курсовой работы по реконструкции условий отложений одного разреза и их изменений во времени по материалам полевого описания и аналитическим данным [5, 8].

При изучении пород в шлифах обязательным является реконструкция условий образования изучаемой породы, то, что в отечественной литературе называется структурно-генетическим типом породы, или модным ныне термином «микрофация». В настоящее время на кафедре существует группа бакалавров, в учебном плане которой фигурирует дисциплина «Фации и фаціальний анализ в нефтегазовой геологии», но опыта ее изучения пока нет, так как она запланирована на 7 семестр.

### Литература

1. Дмитриевский А.Н., Кузнецов В.Г. Подготовка литологов для нефтяной и газовой промышленности. Состояние и перспективы // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. М: МАИК НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА», 2001. С.235 -249.
2. Комплексная геологосъемочная практика. М. Недра, 1977. 182 с.
3. Кузнецов В.Г. Фации и методы фаціального анализа. Учебное пособие к разделу курса «Петрография осадочных пород. М., 1973. 112 с.
4. Кузнецов В.Г. Учение о фациях и формациях. Учебное пособие по дисциплине «Учение о фациях и палеогеография». М. . 1989. 55 с.
5. Кузнецов В.Г. Методические указания и комплект заданий к самостоятельной работе по дисциплине «Литология» М. 2000. 72 с.
6. Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. М.: Научный мир, 2011. 360 с.
7. Кузнецов В.Г. Фации и фаціальний анализ в нефтегазовой геологии. М.: ИЦ РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. 244 с.
8. Кузнецов В.Г. Журавлева Л.М. Методические указания и комплект заданий к курсовой работе по дисциплине «Литология» М. 2008. 72 с.

9. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология и литолого-фациальный анализ. Учебник. М.: Недра. 1981. 284 с.
10. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология. Учебник. М. Недра, 1991. 444 с.

*В.В. Куренков*

*КубГУ, Кубанский государственный университет, Краснодар*

## **АНАЛИЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ БАЗАЛЬНЫХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ПЛАСТЫ ГРУППЫ Ю<sub>11</sub>-Ю<sub>12</sub>) МЕСТОРОЖДЕНИЙ НОЯБРЬСКОГО РЕГИОНА**

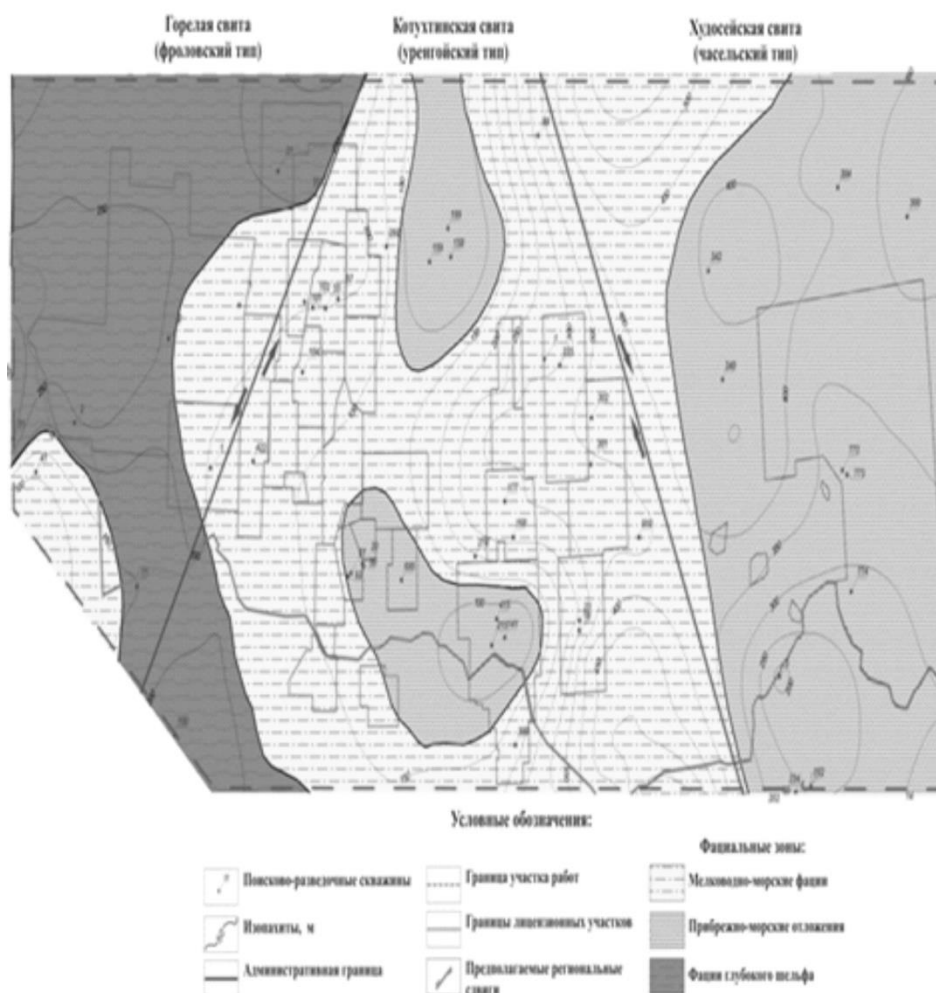
Литолого-фациальный или палеогеографический анализ традиционно базируется на картах мощностей целевых горизонтов, поскольку основной вклад в изменение толщин привносит литологический фактор, что обусловлено дифференцированным характером уплотнения различных литотипов осадков уже на стадии диагенеза и усиливающимся на последующих стадиях эпигенеза [1]. Литолого-стратиграфический интервал разреза характеризует карта мощностей между отражающими горизонтами А (кровля доюрского основания) и Т<sub>4</sub> (тогурская пачка), представленная на рисунке.

Однозначно район исследований разделяется на три крупных структурно-тектонических зоны: восточную, центральную и западную.

Две крайние характеризуются преобладающим депрессионным обликом, а разделяющая их центральная контролирует крупную палеоприподнятую область, линейно вытянутую в субмеридиональном направлении и представляющую собой северное погружение Хантейского мегасвода. Следует отметить, что морфологически и территориально выделяющаяся антиформа не в полной мере соотносится с особенностями современного структурного плана, ее южная часть существенно смещена в восточном направлении, объединяя районы Вынгапуровского и Спорышевского поднятий. В присклоновой части всей этой зоны по сейсмическим и скважинным данным фиксируется стратиграфическое выклинивание пласта Ю<sub>12</sub>, а в пределах Комсомольской группы поднятий (г.п.) и в палеокупольной части Вынгапуровского г.п. – полное отсутствие отложений пласта-горизонта Ю<sub>11</sub>, что создает благоприятные предпосылки для формирования конседиментационных ловушек структурно-стратиграфического типа.

Западная палеодепрессионная зона достаточно точно соответствует границам современной Надымской впадины, что свидетельствует о ее древнем заложении и унаследованном прогибании на всем протяжении формирования осадочного чехла. Следует отметить, что в этом районе отложения осадочного чехла преимущественно подстилаются основными эффузивами ниже-среднетриасового возраста. Восточная

зона увеличенных толщин нижнеюрского комплекса является более сложной по своему палеоструктурному строению подразделяется на две подзоны. Крайняя восточная объединяет район развития современных Тагринско-Харампурского пояса мегавалов и Верхне-Толькинского пояса мегапрогибов.



**Рисунок.** Схема толщин геттанг-тоарского сейсмостратиграфического комплекса

При этом выраженной структурной дифференциации между ними не отмечается. Западная часть рассматриваемой зоны в современном плане соответствует Восточно-Варьеганско-Пурскому поясу мегапрогибов (Колтогорско-Уренгойская зона) и отличается относительно линейным обликом и максимальными толщинами нижнеюрских базальных отложений (до 600 и более м). Это обусловлено большим стратиграфическим диапазоном, который нарастается в центральных частях палеопрогибов отложениями ягельной и зимней свит ранне-среднеплинсбахского возраста. Не исключается вероятность, что в этот интервал могли быть включены



отложения триасового эффузивно-осадочного комплекса, так как в рассматриваемой подзоне по скважинным, сейсмическим и грави-магнитным данным прогнозируется площадное развитие мощной толщи тафrogenного комплекса пермо-триаса. К востоку и западу от этой подзоны в разрезе доюрских образований развиты карбонатно-терригенные образования, соответственно верхнего и среднего палеозоя.

#### Литература

1. Филиппович Ю.В., Хабаров А.В. Необходимость учета эпигенетического уплотнения отложений при палеоструктурных реконструкциях./Вестник недропользователя ХМАО, №9, 2001г.

*А.В. Лаломов*

*ИГЕМ РАН, Москва*

### ЛОКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ

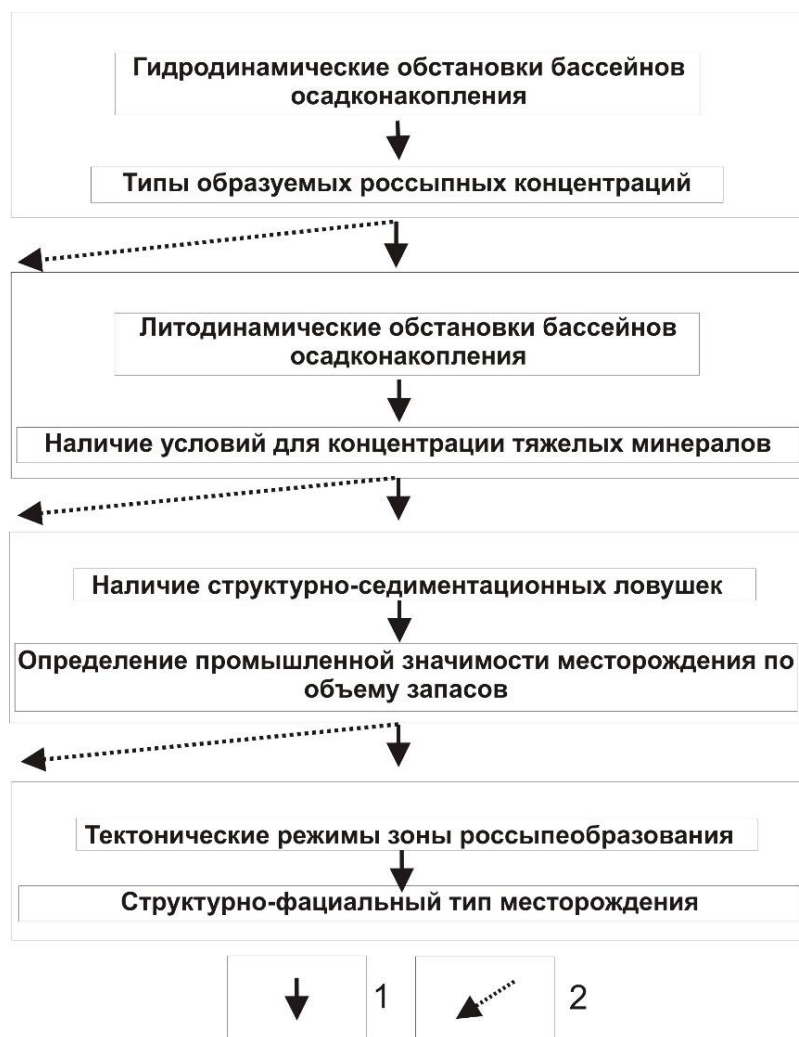
Исследование механизмов образования редкометалльно-титановых («титано-циркониевых») россыпей в различных фациальных обстановках, литодинамического контроля процессов россыпеобразования и влияния структуры и режима тектонических движений бассейна на параметры россыпных объектов, количественная оценка контролирующих факторов и исследование их динамических соотношений позволили сформулировать геолого-динамическую модель прибрежно-морской россыпи тяжелых минералов.

В структуре модели выделяются четыре основных фактора россыпеобразования, которые имеют первостепенное значение для прогноза россыпной металлоносности на локальном уровне: гидродинамический, литодинамический, структурно-динамический и фактор тектонического режима («режимно-тектонический» фактор) (Рис.).

*Гидродинамический фактор.* В зависимости от гидрографии и климата бассейна в нем могут преобладать как устойчивые волнения типа зыби, благоприятные для возникновения повышенных (вплоть до ураганных) концентраций тяжелых минералов в зоне литорали, так и непостоянные волновые процессы штормового характера, неблагоприятные для россыпеобразования. При преобладании подводных течений россыпные концентрации образуются на мелководье в зоне грядового движения наносов.

*Литодинамический фактор* определяет морфологию берега, баланс наносов во вдольбереговом потоке и локализацию россыпных тел в береговой зоне бассейна. Наиболее благоприятной для образования концентраций тяжелых минералов является зона аккумуляции, где ветроволновое воздействие направлено по нормали к берегу, и

суммарное перемещение и шлихование наносов максимально по отношению к его результирующему смещению в потоке, что приводит к многократному перемиыву и обогащению отложений. Максимальные концентрации возникают на участках изменения экспозиции берега по отношению к преобладающему ветроволновому воздействию в зонах падения мощности потока наносов, где наблюдается аккумуляция материала и его интенсивная переработка без существенного смещения вдоль береговой линии.



**Рисунок.** Принципиальная локальная геолого-динамическая модель ископаемой редкометалльно-титановой прибрежно-морской россыпи тяжелых минералов. 1 – положительное действие фактора; 2 – нейтрально-отрицательное действие фактора.

*Структурно-динамический фактор* определяет наличие в области россыпеобразования структур, которые играют роль седиментационных ловушек. К ним относятся сводово-купольные структуры осадочного чехла, наличие в геологическом строении побережья более устойчивых в эрозионном отношении вулканогенных,

магматогенных или метаморфических пород, аккумулятивные формы (дельтовые выступы речных водотоков), биогенные образования рифовых массивов, а также другие возможные структуры, нарушающие монотонное строение побережья. Такие структуры фиксируют благоприятные литодинамические обстановки на продолжительное время и способствуют формированию промышленных по запасам россыпных месторождений.

*Режимно-тектонический фактор* влияет на характер трансформации и сохранности образованных россыпных объектов в условиях тектонических режимов различного знака и периодичности, что, в конечном итоге, определяет структуру и характер локализации сохранившихся ископаемых редкометалльно-титановых россыпей. Создание локальной поисково-ориентированной геолого-динамической модели ископаемой прибрежно-морской россыпи тяжелых минералов дает возможность определять локализацию объекта и характер россыпной металлоносности исследуемых территорий, рекомендовать рациональное направление поисково-разведочных работ и прогнозировать характеристики россыпных концентратов.

*М.А. Левитан, Т.А. Антонова, А.В. Кольцова*  
*ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, Москва*

### **ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ КОРДИЛЬЕР**

Настоящий доклад выполняется в рамках осуществляемого в Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН проекта изучения фациальной структуры и количественных параметров седиментации плейстоценовых отложений подводных окраин Мирового океана.

В 60-х годах прошлого века один из основателей отечественной современной морской литологии П.Л. Безруков ввел в науку термин «циркумконтинентальная зональность» [1] и подробно описал те фациальные изменения, которые наблюдаются в современных океанских осадках по мере продвижения от континентов вглубь океанов. В дальнейшем появилась концепция двух главных типов океанского седиментогенеза – приконтинентальном и пелагическом [2], которую далее развили И.О. Мурдмаа [3] и Н.М. Страхов [4]. Схема широтной (климатической) зональности современной седиментации в Мировом океане, предложенная А.П. Лисицыным [5], на наш взгляд, принципиально не противоречит указанной выше концепции, но дополняет ее целым рядом важных компонентов.

Гигантская горная цепь Кордильер, плейстоценовые отложения подводной окраины которой рассматриваются в докладе, по простиранию состоит из нескольких главных

сегментов с отличающимся строением и историей геологического развития, границы между которыми, как ни странно, почти совпадают с современными государственными границами [6]. Соответственно, выделяют Аляскинский, Канадский, Американский и Мексиканский сегменты [6].

На основе результатов, полученных в ряде рейсов по Проекту глубоководного бурения, нами собраны данные по литологии, стратиграфии и физическим свойствам плейстоценовых отложений подводной окраины Кордильер. По ним построены обзорные литолого-фациальные (с изопакитами) карты масштаба 1:20000000 для нео- и эоплейстоцена, для которых приняты возрастные границы по шкале [7]. При картировании проявились и границы между указанными выше сегментами Кордильер на суше. Затем эти карты были обработаны с помощью объемного метода А.Б. Ронова [8], в результате чего удалось для каждого временного среза рассчитать такие количественные параметры как площадь развития (в тыс. км<sup>2</sup>) той или иной литологической градации, отраженной на карте, ее объем (в тыс. км<sup>3</sup>), массу сухого осадочного вещества (в 10<sup>18</sup> г) и, наконец, массу осадков в единицу времени (в 10<sup>18</sup> г/млн лет).

Подводная окраина Кордильер представлена узкой зоной континентальных шельфов и крутых континентальных склонов, ограниченной с запада зоной субдукции, сопровождающейся фронтом деформации. Субмеридиональная вытянутость и размеры окраины определяют ее нахождение в целой серии климатических поясов: от субарктического на севере до тропического на юге. На севере исследуемого региона (от 30 до 61° с.ш.) первичная продукция заметно выше из-за взаимодействия холодного Калифорнийского течения, теплого Аляскинского течения и холодных арктических вод. В районе Калифорнийского апвеллинга на континентальном шельфе и внутри Калифорнийского залива (не рассматриваемого в данном докладе) первичная продукция равна 600-700 г С/м<sup>2</sup>/год, над верхним склоном обычны значения около 500 г С/м<sup>2</sup>/год, а над нижним – 400 г С/м<sup>2</sup>/год и ниже [9].

Далее в докладе будут описаны построенные литолого-фациальные карты (с изопакитами) для нео- и эоплейстоцена. Их подсчет по методу А.Б. Ронова показал, что средняя мощность осадков неоплейстоцена равна 124 м, а эоплейстоцена – 105 м. В общем объеме осадков неоплейстоцена доля гемипелагических глин с IRD составляет 37.7%, гемипелагических глин – 22.8%, терригенных турбидитов – 17.6%, диамиктитов – 9.7%, наноглин – 6.1%, диатомовых глин – 5.8%, наноилов – 0.4%. В общем объеме эоплейстоценовых осадков доля гемипелагических глин с IRD составляет 67.5%, гемипелагических глин – 24.5%, наноглин – 5.0%, терригенных турбидитов – 2.0%, диатомовых глин – 0.6%, наноилов – 0.3%, диамиктитов – 0%.

Далее выявлены следующие закономерности: 1) преобладание в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом масс терригенных турбидитов и диамиктитов, диатомовых глин, наноглин; 2) преобладание в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом масс гемипелагических глин и таких же глин, но вмещающих IRD; 3) за исключением гемипелагических глин с материалом ледового разноса, все остальные типы осадков накапливались интенсивнее в неоплейстоцене, чем в эоплейстоцене; 4) отношение суммарной интенсивности накопления терригенных отложений в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом ( $IQ_{2+3}/IQ_1$ ) составило 1.5.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №17-05-00157.

### Литература

1. Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Труды Океаногр. комис. 1962. Т. 10. Вып. 3.
2. Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов // История Мирового океана. М.: Наука. 1971.
3. Мурдмаа И.О. Океанские фации // Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана / под ред. П.Л. Безрукова. М.: Наука. 1979. С.269-306.
4. Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литол. и полезн. ископ. 1976. № 6.
5. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 605 с.
7. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
8. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3). 1949. 136 с.
9. Berger W.H., Fisher K., Lai C., Wu G. Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary production and export production. San Diego. Univ. of California. 1987. SIO Reference 97-30.

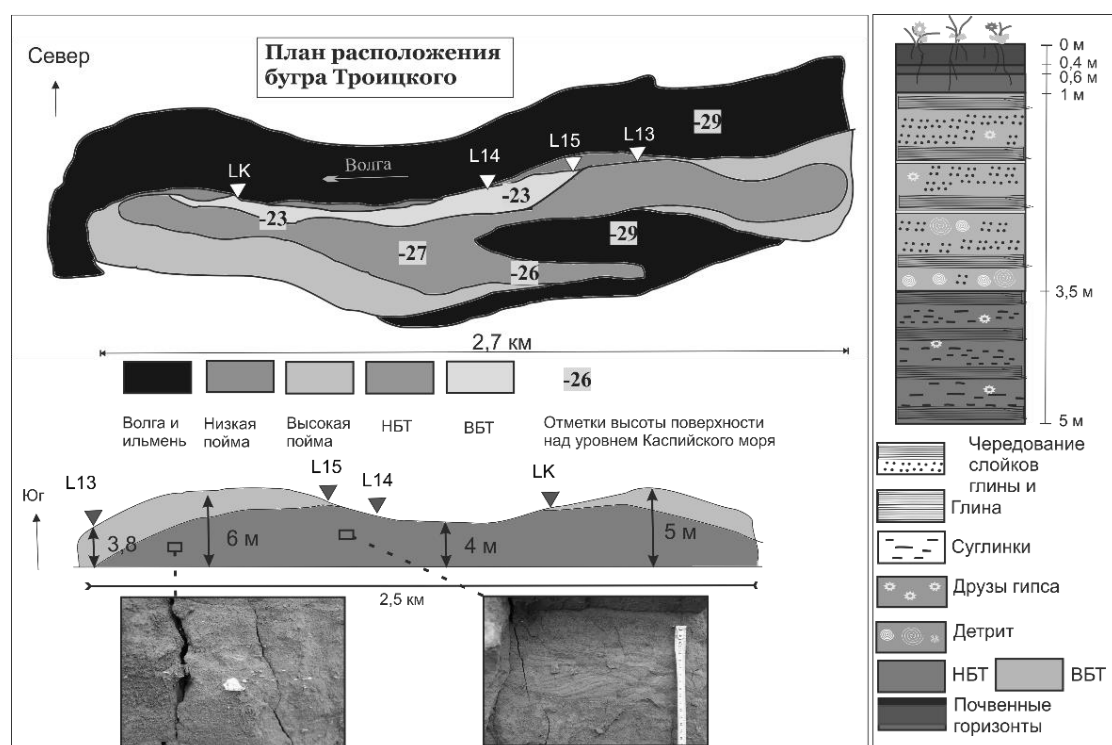
Д.М. Лобачева, Е.Н. Бадюкова, Р.Р. Макшаев  
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЭРОВСКИХ БУГРОВ

Бэровские бугры (ББ) – это гряды, ориентированные чаще всего в ЗСЗ – ВЮВ направлении, широко распространенные в нижнем течении Волги и более отчетливо выраженные у основания ее дельты. Слагающие формы слои, особенности их состава и залегания, трактуются исследователями по-разному, вследствие чего дискуссия,

посвященная, в первую очередь, проблеме происхождения бугров, существует по сей день. Актуальность данной работы заключается в том, что изучение бэровских бугров, распространенных в Северном Прикаспии позволит существенно уточнить историю развития Каспия и его берегов на границе плейстоцена и голоцена.

Во время полевых исследований в дельте Волги получены материалы по распространению, морфологии и внутреннему строению бугров Яксатово, Нартово, Мирный и Троицкий (Рис.). В целом, гряды различаются своей морфологией на участке дельты Волги: их количество и размеры увеличивается с юга на север к Астрахани.



**Рисунок.** Геоморфологические схемы бугров в районе Троицкого с профилем внутреннего строения и литологической колонкой для бугровой толщи (БТ)

Чаще всего ББ имеют следующую структуру: морские нижнехвалынские шоколадные глины (ШГ) лежат в основании, они перекрыты нижнебугровой (НБТ) и верхнебугровой (ВБТ) толщами. На последних залегают голоценовые эоловые или деллювиальными отложения. Такое деление подтверждается результатами гранулометрического анализа: в нижней и средней части разреза доминируют более глинистые породы, легкие суглинки, а в верхней более сортированные тонко- и мелкозернистые пески. Также, для бугровых толщ были определены коэффициенты выветривания пород CIA, CIW и ICV. Общая выветренность образцов слабая, значит,

ВБТ формировалась в условиях сухого и холодного климата. ШГ и НБТ формировались, скорее всего, в более влажном климате, где процессы химического выветривания протекали более активно. Слои богаты органогенным материалом: детрит, обломки и раковины в парных створках морских и пресноводных переотложенных моллюсков *Didacna catillus*, *D. praetrigonoides*, *Dreissena rostriformis*, *Hypanis plicatus* и др.

Судя по наличию нескольких толщ, разделенных часто границами размыва, можно судить о поэтапном формировании бугров в период позднее раннехвалынской трансгрессии. Распределение пиков в механическом составе бугровых отложений, подтверждает унаследованность бугровой толщи от подстилающих ШГ. Грансостав указывает либо на разные источники поступления вещества, либо на периодическую смену гидродинамики бассейна. Верхняя толща, возможно, имела большее воздействие эоловых аккумулятивных процессов, так как присутствует дополнительная мода в тонкозернистом песке и повышенное по сравнению с остальными слоями содержание мелкозернистого песка.

Также следует заметить, что характер слоистости, азимуты падения и углы наклона слойков говорят о том, что ББ – это изначально аккумулятивные формы рельефа.

Исходя из анализа типов слоистости, гранулометрического и минералогического анализов, бэровские бугры нельзя относить к эоловым формам рельефа. Полученные материалы позволяют предположить, что ББ формировались скорее в субаквальных условиях.

Работа была выполнена при поддержке гранта РНФ № 16 -17-10103.

*Шици Лю, В.Г. Кузнецов, Л.М. Журавлева*

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

## **ФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУЦИИ ЗАВЕРШАЮЩЕГО ЭТАПА РИФТОГЕНЕЗА ВПАДИНЫ ЧХЭНБЭЙ БАСЕЙНА БОХАЙВАНЬ (КИТАЙ)**

Бассейн Бохайвань – один из крупнейших осадочных бассейнов Китая – испытал длительную и сложную историю развития как эпиплатформенная, а затем и рифтогенная впадина. Бохайвань представляет собой грабенообразный присдвиговый бассейн разновидности пулл-апарт [1], разделенный на ряд суббассейнов. Впадина Чхэнбэй является внутренней впадиной суббассейна Цзиян, выделяемого в юго-восточной части бассейна Бохайвань и простирается с северо-запада на юго-восток в мелководной морской зоне Бохайского залива. Олигоценная формация Дунин является одним из 5 стратиграфических подразделений кайнозойского разреза бассейна Бохайвань, а ее

средняя и верхняя часть (средний–верхний олигоцен), в составе которой выделяются три толщи – Дунин 2-2, Дунин 2-1 и Дунин 1, представляет объект настоящего исследования. Разрезы толщ Дунин 2-2, Дунин 2-1 и Дунин 1 представлены терригенными породами самых разных структур и текстур, исследование которых с привлечением данных гранулометрии, а также изучение каротажных характеристик пород с последующей детальной корреляцией и построением карт мощностей дали возможность для ряда фациально-палеогеографических реконструкций времени формирования каждой из этих толщ. Обобщение полученных данных позволило проследить историю олигоценового развития впадины Чхэнбэй.

Во второй половине мезозоя бассейн Бохайвань представлял собой рифтогенную структуру, в которой в конце мезозоя–начале кайнозоя формировались в значительной мере глубоководные отложения – турбидиты, подводные конусы выноса и т.д. [2].

Со второй половины олигоцена ситуация в значительной степени изменилась: впадина Чхэнбэй, равно как и другие депрессии бассейна Бохайвань, входила в систему пресных и опресненных водоемов северного полушария, которая включала серию бассейнов Паратетиса, бассейны Китая, а также озерные водоемы Северной Америки [3, 4]. В среднем и позднем олигоцене шло последовательное заполнение впадины осадками и смена субаквальных обстановок субаэральными.

В начале среднего олигоцена – времени формирования толщи Дунин 2-2 – практически на площади всей впадины существовал водный бассейн с резко расчлененным рельефом дна – достаточно глубоководным в северо-восточной его части и относительно более мелководным и одновременно тиховодным на юго-западе. Последний разделялся на две части четко выраженным глубоким каньоном с крутым наклоном дна в сторону глубоководного бассейна. Каньон и служил артерией, по которой в глубоководную часть бассейна поставлялся обломочный материал. При этом происходило определенное разделение материала – часть его отлагалась непосредственно у береговой линии, образуя первый прибрежный максимум в виде относительно небольшой дельты – мелководного конуса выноса. Далее песчано-алевритовый материал транзитом проносился по каньону и отлагался уже на подножье склона глубоководного бассейна, образуя второй, уже глубоководный, конус выноса. В относительно мелководных частях бассейна осаждался тонкий глинистый и алеврито-глинистый материал.

Во второй половине среднего олигоцена – времени накопления толщи Дунин 2-1 – бассейн оказался в значительной мере заполнен осадками. На крайнем северо-востоке продолжал существовать относительно глубокий водоем, но на большей части впадины бассейн был существенно более мелководным, где формировалась подводная дельта с



протоками; здесь переносился и частично откладывался обломочный материал в виде вытянутых подводных рукавов. Вне этих полос шло накопление тонких алевроитоглинистых осадков.

Наконец, в позднем олигоцене (время толщи Дунин 1) произошло практически полное заполнение впадины осадками, и в пределах большей части площади располагалась суша с речной системой и наземной субаэральной частью дельтового комплекса.

Намечается еще одна тенденция в системе осадконакопления в течение олигоцена. Если в начале среднего олигоцена в составе обломочного материала толщи Дунин 2-2 присутствует значительная доля литических компонентов, то к концу олигоцена песчаный материал имеет существенно аркозовый характер. Другими словами, различные эффузивные образования рифтового этапа оказались уже денудированы, и поставщиком обломочного материала стали гранитоиды более древнего платформенного этапа. Параллельно с этим имеется отчетливая тенденция сокращения среднего размера обломков, в том числе, исчезновение гравийного материала снизу вверх по разрезу. Это свидетельствует об общей нивелировке рельефа.

Таким образом, олигоцен является завершающим этапом рифтового развития территории, который сменился уже эпиплатформенным в неогене. В течение среднего и позднего олигоцена произошло заполнение ранее дифференцированного по глубине пресноводного водоема, становление континентальных субаэральных условий и завершение рифтовой стадии развития этой впадины как части бассейна Бохайвань.

## Литература

1. *Liu Yin, Chen Qinghua, Hu Kai*. Comparison of the Bohai Bay Basin and Subei-South Yellow Sea Basin in the Structural Characteristics and Forming Mechanism // *Geotectonica et Metallogenia*, 2014. 38(1): 38 – 51. (На китайском языке).
2. *Конюхов А.И., Чэнь Сяоцзюнь*. Литология и условия формирования палеогеновых отложений во впадине Дунин (бассейн Бохайского залива, КНР) // *Литология и полезные ископаемые*, 2007. 6. С. 613 – 636.
3. *Андрусов Н.И.* Южнорусские неогеновые отложения // *Избранные труды*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 149 – 361.
4. *Пикард М., Хай Л.* Критерии распознавания пород озерного происхождения // *Условия древнего осадконакопления и их распознавание*. М.: Мир, 1974. С. 141 – 188.

Маленкина С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва

## **ФАЦИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ФОСФОРИТОВЫМИ ПЛИТАМИ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ**

Фосфоритовые плиты довольно часто встречаются в меловых отложениях Восточно-Европейской платформы. До сих пор их происхождение не до конца выяснено и является дискуссионным. Именно оно и стало целью данного исследования. Изучение этих своеобразных объектов проводится нами уже на протяжении ряда лет. За это время были выявлены и подробно охарактеризованы: нижнемеловые фосфоритовые плиты в Котельниках, Лопатинском руднике, меловые плиты Воронежской антеклизы, Поволжья и некоторые другие.

Плиты обычно представляют собой сгруженные фосфатные желваки, гальки, реже зерна, сцементированные фосфатным, карбонатно-фосфатным, железисто-фосфатным, редко кремнистым материалом в своеобразный конгломерат линзовидного или пластового строения. Мощность их колеблется в зависимости от строения конкретного разреза, обычно не превышая 1 м. Они могут прослеживаться на десятки-сотни метров, иногда километры, покрывая значительные площади, или имеют прерывистое, линзовидное строение, не более первых метров, переходя по простиранию в прослой несцементированных желваков. Иногда в одном разрезе наблюдаются сразу несколько фосфоритовых плит разного возраста, при этом они обычно разделяются прослоями рыхлых, чаще терригенных отложений, но на некоторых участках могут сливаться воедино. Поверхность плиты часто гладкая, не всегда ровная, может быть покрыта тонкой (2-3 мм) глянцевой коркой (поливой), желтоватого, синеватого или перламутрового цвета. Кровля плиты обычно очень крепкая, нередко ожелезненная, представляющая собой единый слой спаянных вместе желваков, книзу степень цементации уменьшается, появляются пустоты, заполненные рыхлым осадком. Нижняя граница извилиста, нередко с многочисленными выростами разной формы и величины. Плита может быть сложена как однородными, так и разнородными по размеру и окатанности желваками фосфоритов, ее насыщенность ими также может варьировать по простиранию. Местами плита (также как и включенные в нее желваки) имеет довольно сложное строение, вероятно обусловленное многостадийностью формирования. Изредка фосфатные плиты представлены однородными тонкими пропластками фосфатных песчаников плитчатого строения без вкрапления в них желваков, например, в разрезе Стайки Сожского месторождения [2].

Желваки, составляющие плиту, могут быть различного происхождения. Часть из них

является явным биодетритом (фрагментами фосфатизированных губок, ядер макрофауны, дерева, костей), тогда как другие обнаруживают органоседиментационные структуры нарастания характерные для альго-бактериальных построек и соответствующую им форму [4], третьи, вероятно, являются фосфатизированными слепками ихнофоссилий (преимущественно нор десятиногих ракообразных), что особенно характерно для сеноманских фосфоритов. При микроскопическом и ультрамикроскопическом изучении в составе желваков помимо примеси терригенного материала и глауконита обычно обнаруживаются различные биоконпоненты (фрагменты скелетов губок, иглокожих, радиолярий, диатомей, кокколитов, фораминифер, микробиальные остатки и др.), как фосфатизированные так и сохранившие первоначальный состав, по которым ранее была проведена их типизация [4].

При исследовании меловых фосфоритовых плит Воронежской антеклизы и Поволжья были выявлены следующие фации, последовательно сменяющие друг друга: фация фосфоритовой плиты подводного поднятия, фация средне-мелкозернистых глауконит-кварцевых песков с прослоями фосфоритовых сростков краевых частей поднятия, фация таких же песков с прослоями фосфоритов склона поднятия, фация мелкозернистых глауконит-кварцевых песков с рассеянными фосфоритами дальних частей склона поднятия. Все указанные фации мелководны с глубинами не превышающими нескольких десятков метров.

В результате исследования возникла следующая модель формирования плит: в зонах повышенной биопродуктивности скопления остатков фауны быстро захоранивались в осадках, нередко в ходах инфауны, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузионный подток фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и микробиально опосредованное осаждение аморфного вещества, позже подвергавшегося литификации. Микроорганизмы способны накапливать и удерживать значительные количества фосфора в виде полифосфатов, расходуя их лишь в анаэробной среде, тогда как продукты разложения – углекислота, метан и др. удаляются ими во внешнюю среду [3]. Затем при усилении гидродинамической активности происходил размыв и сгужение получившихся стяжений в прослой [1]. В дальнейшем сгуженные желваки могли обрастать микробиальными пленками, если их не засыпало осадком, осаждался фосфат и близкорасположенные желваки могли срастаться. Временами происходило полное прекращение осадконакопления (перерыв), фосфатизация поверхности размыва (hard ground) и цементация сгуженных желваков, происходящая сверху вниз. Процесс был полициклическим.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 0135-2019-0070).

### Литература

1. Батулин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сборник статей. СПб.: НИИЗК СПбГУ. 2005. С. 209-225.
3. Савенко В.С., Савенко А.В. Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС, 2005. 155 с.
4. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю., Савко А.Д., Батулин Г.Н., Гореликова Н.В., Шувалова Ю.В., Краснов А.А. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения. Учебное пособие. Воронеж. Издательство Воронежского государственного университета. 2004. 79 с.

*О.Ю. Мельничук*

*ИГГ УрО РАН, Екатеринбург*

### **ГИПЕРПИКНИТЫ В РАЗРЕЗЕ КОДИНСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)**

Кодинская свита — мощная толща (до 1000 м), сложенная аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями и линзами более грубых пород и известняков. Её стратотип обнажается на левом и правом берегах р. Исеть выше г. Каменск-Уральский на всем протяжении от д. Кодинка до с. Щербаково и, частично, несколько выше него. По находкам комплекса брахиопод свита относится к верхней части франского яруса верхнего девона [2]. Отложения имеют мелководно-морской генезис и сформировались в обстановках (проксимальных, дистальных и переходных между ними) мелководно-морской равнины, фронтальной части дельты и продельты [1]. Дельту (дельты/дельтовую систему(?)) можно классифицировать как глинисто-песчаную с преобладанием речного влияния во фронтальной части.

В настоящей работе под гиперпикнитами мы, вслед за К. Завала с соавторами [5], понимаем образования, сформировавшиеся в результате осаждения из гиперпикнальных потоков, имеющих внебассейновую природу. Гиперпикнальные потоки могут быть эпизодическими либо долгоживущими (ДЖП). Последние, как правило, связаны с периодами наводнения не крупных рек и, предположительно, являются важнейшими

поставщиками обломочного материала в мелководные обстановки озёрных и морских бассейнов [5]. К. Завала с соавторами для них выделены слоевые последовательности, включающие литотипы нескольких групп (В, S и L, подробнее в [5]), в которых могут быть различные вариации в зависимости от материала, поступающего в бассейн, силы волнений в нем и солёности. Наиболее распространенными из выделенных литотипов являются тонко- и мелко-, редко среднезернистые песчаники с массивным обликом ( $S_1$ ), мощность пластов которых может достигать нескольких десятков метров (!).

Анализ некоторых примеров [3, 4] позволяет утверждать, что гиперпикниты чаще встречаются в обстановках срединной (медиальной/переходной) и дистальной частей фронта дельты. Для отложений ДЖГП свойственны некоторые черты, отражающие нестабильный характер потока (так называемые составные слои), например чередование в пределах одного пласта равномерной и неравномерной горизонтальной слоистости, либо слоеватой и слоистой текстуры, в пределах пластов с массивным обликом – повторяющееся изменение размерности пород [3]. Песчаники, аргиллиты и алевролиты в результате формирования из ДЖГП могут слагать последовательности, напоминающие таковые А. Боума, выделяемые для турбидитов [3]. Нередко в разрезе будут присутствовать чередования литотипов (например,  $S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow \dots$  и другие), выделенных К. Завала с соавторами.

Применительно к кодинской свите можно предполагать преобладание гиперпикнитов в преимущественно песчаной толще VII (мощность 150 м, фронт дельты). Для неё характерно (1) наличие крупных растительных остатков, на отдельных плоскостях наслоения достаточно многочисленных и (2) цикличное строение – толща представляет собой чередование трех элементов. Первый – мелко- и средне-, редко тонко- и крупнозернистые (только в основании пластов) песчаные пласты мощностью от 0.5 до 7 (!) м с равномерной и неравномерной горизонтальной слоистостью и слоеватостью, в том числе чередующимися в пределах одного пласта, реже – с массивным обликом. На отдельных уровнях песчаники с линзами, в которых рассеяны гальки кварца, вулканических пород, окатыши известняка и раковинный детрит. Косая однонаправленная слоистость встречается крайне редко. Описанные литотипы можно приблизительно сопоставить с  $B_2$ ,  $B_3$ ,  $B_{3s}$  и  $S_1$  по [5]. Второй – средне- и крупнозернистые песчаники (10–80 см) с многочисленными лито- и биокластами вне- и бассейнового происхождения, в том числе с крупными древесными остатками (обломки стволов деревьев, стебли растений), многочисленными раковинами и раковинным детритом, перемытыми карбонатными конкрециями. Такие пласты, как правило, залегают на других литотипах с размывом и отождествляются нами с литотипом  $B_{1c}$  по [5]. Третий элемент – аргиллиты, слагающие прослой, пласты и отдельные интервалы мощностью

от первых см до 3 м. С увеличением мощности в них появляются слои тонко- и мелко-, реже среднезернистых песчаников.

Преобладание литотипов группы В в сочетании с S<sub>1</sub> характерно для канальных обстановок в пределах гиперпикнальной системы. Широкое распространение гиперпикнитов в разрезе толщи VII в совокупности с большой долей песчаников в нём и отсутствием текстур (например, многоэтажной косой слоистости) характерных для устьевых баров и субаквальных продолжений распределительных русел (проксимальные обстановки фронта дельты), позволяет уточнить сделанные ранее выводы [1] и предполагать её формирование в обстановках срединной части фронта дельты с преобладанием влияния речных факторов.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН и темы № АААА-А18-118052590031-9 (комплексная программа фундаментальных исследований УрО РАН 18-5-5-11).

### Литература

1. Мельничук О. Ю. Позднедевонская дельтовая система на востоке Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Т. 17, № 1. С. 18–32.
2. Наседкина В. А., Зенкова Г. Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. С. 51–74.
3. Ahmed S., Bhattacharya J. P., Garza D. E., Li Y. Facies architecture and stratigraphic evolution of a river-dominated delta front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, U.S.A. // J. Sed. Res. 2014. V. 84, No. 2. P. 97–121.
4. Olariu C., Steel R. J., Petter A. L. Delta front hyperpicnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah // AAPG Bull. 2010. V. 94, No.6. P. 819–845.
5. Zavala C., Arcuri M., Meglio M. Di., Gamero Diaz H., Contresas C. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits // Sediment transfer from shelf to deep water. Revisiting the delivery system / eds. R. M. Slatt, C. Zavala. AAPG Studies in Geology 61, 2011. P. 31–51.

*А.В. Милаш*

*Воронежский государственный университет, Воронеж*

### АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ТЕРРИГЕННОГО ДЕВОНА ПРИСВОДОВОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Терригенный девон рассматриваемой структуры представлен образованиями эйфельского, живетского и франского ярусов[1]. Кроме того, на юге антеклизы развита

мамонская песчано-каолиновая толща ( $D_3f_2-fm$ ), выполняющая эрозионно-тектоническую депрессию [2]. Терригенные отложения эйфельского яруса включают породы клиновской и мосоловской свит, живетского – воробьевской, ардатовской и муллинской, франского – ястребовской, чаплыгинской, петинской и воронежской. Их формирование во многом связано с размывом нижележащих кор выветривания (КВ) на породах докембрия. Изучение первичных минеральных ассоциаций, позволяет выявить области сноса, их эволюцию во времени, а также промежуточные коллекторы промышленных россыпей в мезокайнозой региона.

В тяжелой фракции обломочных пород мосоловской свиты представлен комплекс устойчивых аксессуаров - циркон, турмалин, ставролит, гранат, рутил. В легкой обычны кварц и реже КППШ. По распределению отдельных минералов по площади, особенно циркона, ставролита и турмалина, выявляются различные источники сноса. Максимальная концентрация ставролита, приурочена к центральной части антеклизы и связана с размывом КВ сланцев воронцовской серии докембрия. Менее четко она выражена в распределении турмалина. Другой тип площадного распространения свойственен циркону с минимальной его концентрацией в зонах максимального количества ставролита и турмалина. Гранат и рутил имеют сугубо подчиненное значение [3].

В живетских отложениях также повсеместно в тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы. В то же время их количественные соотношения довольно резко изменяются по площади, что позволяет выделить зоны с определенными терригенно-минералогическими ассоциациями. Наиболее существенные различия отмечаются в территориальном распределении ставролита и, в меньшей степени, турмалина и циркона. Максимальная концентрация первого приурочена к СЗ части исследуемой территории. В СВ направлении относительное количество ставролита уменьшается, доходя на крайнем СВ до первых процентов. Циркон имеет противоположный тип площадного распространения. Исключением являются воробьевские отложения северо-запада территории. В них повышенное содержание ставролита сочетается с повышенным содержанием циркона. Это связано с практически равным вовлечением в области сноса метаморфитов КМА и гранитоидов ВКМ. Для ардатовского времени характерно повышенное содержание метаморфических минералов в основании разреза, что указывает на увеличение влияния области КМА как источника сноса.

В отложениях ястребовской и чаплыгинской свит наиболее существенные различия в количественных содержаниях выявлены для ставролита, в меньшей степени – для турмалина и циркона. В их распределении по площади отмечаются примерно те же особенности, что и для подстилающих отложений, но с небольшими изменениями.

Максимальные содержания ставролита установлены на юге и западе исследуемой территории, причем, в отличие от живетского века, эти содержания практически равны. Уменьшение количества ставролита на северо-западе территории связано, очевидно, с ослаблением влияния территории КМА как области сноса. В северо-восточном направлении постепенно уменьшается количество ставролита и турмалина, но возрастает роль циркона.

В тяжелой фракции терригенных пород мамонской песчано-каолиновой толщи среди прозрачных минералов резко преобладает циркон, особенно в южной части исследуемой территории, который по своему химическому составу ложится в поле цирконов граносиенитов. В подчиненном количестве встречены рутил, ставролит, турмалин и единичные зерна гранатов.

Таким образом, для эйфельских отложений в составе акцессорных минералов повсеместно преобладает комплекс устойчивых минералов, свидетельствующий о широком развитии КВ в источниках сноса. Основным источником сноса в мосоловское время являлась южная часть Воронежского массива, сложенная гранитогнейсами, в меньшей степени, метаморфическими породами. Максимальное содержание ставролита приурочено к центральной части исследуемой территории и связано с метаморфическими образованиями воронцовской серии. Изучение состава минералов тяжелой фракции в отложениях живета показало, что процесс терригенного осадконакопления был связан с существованием двух основных источников сноса – южной части Воронежского массива и территории КМА. В раннефранское время наследуются условия осадконакопления с живетского и сохраняются основные источники сноса, но влияние КМА ослабевает. Повсеместно формирование терригенных отложений происходило за счет размыва и переотложения пород среднего девона и, в меньшей степени, КВ кристаллических образований фундамента Белгородского района КМА, не перекрытых осадочным чехлом. В мамонское время основным источником сноса являлись кислые породы южной части ВКМ, на что указывает практически мономинеральный состав прозрачных минералов, представленный цирконом и отсутствие окатанных частиц дальнего сноса.

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

## Литература

1. Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы / Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 12. – Воронеж:, 2002. – 165 с
- 2 Савко А.Д. Савко, А.Д., Мануковский С.В., Шевырев Л.Т. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы / Тр. науч.-исслед. ин-та



геологии Воронеж. ун-та. - Вып. 53. - Воронеж, 2008. – 112 с.:

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

*В.П. Морозов, Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин, А.А. Ескин, А.В. Низамова, А.С. Хаюшкин  
Казанский федеральный университет (КФУ), Казань*

## **УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (ДОМАНИКИТОВ) ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА**

В России в связи с истощением традиционных ресурсов углеводородного сырья в настоящее время уделяется большое внимание поискам, разведке и эксплуатации относительно нового источника сырья – углеводородов нефтематеринских пород. Последние относятся к нетрадиционным ресурсам углеводородного сырья и ввод их в эксплуатацию предопределяет высокую степень их минералогического, литологического и геохимического изучения.

Объектами настоящих исследований служили нефтематеринские отложения семилукского (доманикового) горизонта франского яруса верхнего девона Волго-Уральского региона Восточно-Европейской платформы. Нефтематеринские породы Восточно-Европейской платформы пользуются большим распространением и образуют широкую меридионально вытянутую полосу, простирающуюся к западу от Урала. Ширина этой полосы местами достигает 1000 км. В русскоязычной литературе такие породы принято называть доманикитами. Глубина их залегания составляет 1500-1800 м. Начиная с работы А.Д.Архангельского (1929), эти образования стали считать нефтематеринскими для нефтяных месторождений востока Восточно-Европейской платформы.

Считается, что доманикиты – это особые горные породы, что обусловлено их весьма малым распространением, кварц(халцедон)-карбонатным минеральным составом, обогащенностью органическим веществом. В литературе нередко указывается, что они сформировались под влиянием на их седиментогенез эндогенного фактора в условиях максимальной трансгрессии и формировали депрессионные отложения в низкоэнергетической среде. С.В.Максимова (1970) на основании присутствия в близких по возрасту отложениях крайне редко встречающихся вулканических пород пришла к выводу о вулканогенной природе минералов кремнезема в составе доманиковых отложений. Но строгих доказательств вулканогенной природы кварца (халцедона) не приводится. На основании изучения соотношения различных групп фауны С.В.Максимова дает вывод, что доманиковый бассейн характеризовался нормальной

соленостью, нормальным кислородным режимом и преобладающей глубиной около 100 м. Аналогичная точка зрения о влиянии эндогенного фактора на формирование доманиковых отложений высказывается авторами и более поздних работ (Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., 2017; Готтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И., 2009). В них также указывается, что седиментогенез карбонатно-кремнистых пород происходил в бескислородной среде, что обусловило хорошую сохранность органического вещества.

Однако анализ литературы по условиям образования доманикитов и источниках вещества не позволяет однозначно судить о влиянии эндогенного фактора на формирование доманиковых отложений. Хотя в литературе (Цеховский, Балугев и др. 2018; Беленицкая, 2008) говорится о влиянии эндогенных флюидов на формирование осадков, в которых велика доля сапропелиевой компоненты. В них также указывается на формирование осадков с высоким содержанием органического материала во время отсутствия привноса терригенного материала или пониженной его седиментации.

В качестве материала для исследования служили образцы керна. Для проведения аналитических работ использовались представительные образцы, являющиеся типичными для изучаемых толщ. Для их исследования использовались следующие методы: оптико-микроскопический анализ, рентгенографический анализ, рентгенофлуоресцентный анализ, синхронный термический анализ.

Доманикиты макроскопически обладают темно-серым и черным цветом. В изученных разрезах чередуются со светлыми известняками. Обладают скрытозернистой структурой. По данным оптико-микроскопических исследований структура доманикитов микро-тонкозернистая, текстура – однородная. Они сложены преимущественно отдельными зернами или агрегатами кальцита и халцедона. Рентгенографический анализ показал, что породообразующими минералами доманикитов являются кварц, кальцит, полевые шпаты, слюда. По результатам рентгенофлуоресцентного анализа установлены корреляционные связи между кремнеземом и оксидом кальция, с одной стороны, и другими присутствующими в образцах компонентами. Выбор кремнезема и оксида кальция, как основных химических компонентов доманикитов, продиктован тем, что они являются главными химическими компонентами доманикитов, основными породообразующими минералами которых являются кварц (халцедон) и кальцит. Синхронный термический анализ выполнялся для определения количества органического вещества, присутствующего в изучаемых образцах, а также для выявления его типов. Анализом установлена «аномальность» халцедона.

Выводы.

1. Основной минерал нефтематеринских пород семилукского (доманикового) горизонта

Волго-Уральского региона является кварц (халцедон). Однако халцедон не следует считать терригенным (обломочным) минералом. Судя по результатам синхронного термического анализа, он по своим теплофизическим свойствам аналогичен гидротермально-осадочному халцедону яшм или халцедону кремнистых пород органогенной природы.

2. Обнаруженные прямые зависимости между содержанием халцедона и содержанием общего органического вещества, а также присутствием в породах биофильных химических элементов позволяют сделать следующий вывод. Повышенное содержание органического вещества в изученных нефтематеринских породах обусловлено присутствием в излившихся глубинных флюидах не только кремнезема и других химических компонентов, но и биофильных химических элементов, которые привели к массовому развитию биоты и, соответственно, накоплению органического вещества в виде сапропеля при седиментогенезе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ и Правительства Республики Татарстан (проект 18-45-160003).

*А.И. Муллакаев, Н.З. Гайнулин, Р.Р. Хасанов*  
*Казанский федеральный университет, Казань*

## **ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ШЕШМИНСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА**

Для Республики Татарстан актуальным вопросом является поиск альтернативных источников углеводородного сырья. Обусловлено это тем, что месторождения традиционных нефтей разрабатываются с середины XX века и к настоящему моменту в значительной степени истощены. В связи с этим отложения природных битумов в пермских отложениях являются наиболее перспективным нефтеносным объектом. На исследуемой территории залежи битумов приурочены к уфимскому и казанскому ярусам. В тектоническом отношении исследуемые отложения находятся на западном склоне Южно-Татарского свода (уфимский терригенный битумоносный комплекс) и восточном борту Мелекесской впадины (нижеказанские карбонатный битумоносный комплекс) [1].

Залежи битумов на западном склоне Южно-Татарского свода относятся к песчаной пачке шешминского горизонта уфимского яруса. Данная пачка сложена мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками разной степени сцементированности. Верхняя часть пачки отличается сильно известковистыми песчаниками, которые

залегают под “лингуловыми глинами” нижеказанского подъяруса. Средняя часть включает рыхлые песчаниками и пески. Именно эта часть разреза является продуктивной битумонасыщенной частью залежей.

Целью данной работы было изучение минерального состава и величин магнитной восприимчивости пород битумонасыщенного шешминского горизонта. Объектом исследования послужил керновый материал скважины, пробуренной на Южном поднятии Больше-Каменского месторождения Ашальчинской группы. Общая эффективная нефтенасыщенная толщина шешминской пачки по макроописанию керна в исследуемой скважине составляет 22 м.

Состав и структура песчаников изучены с помощью оптического микроскопа. По результатам макроскопического описания кернового материала продуктивный пласт представлен мелкозернистыми песчаниками с различной степенью битумонасыщения. На основе макроскопических свойств битумонасыщенности и сцементированности исследуемые образцы керна были подразделены на 3 литотипа: интенсивно битумонасыщенные рыхлые пески, сильно битумонасыщенные среднесцементированные песчаники и остаточные битумонасыщенные сильносцементированные песчаники. Породы с интенсивно и частично средней насыщенностью обладают массивной текстурой. Для средне и в особенности слабо насыщенных пород характерна селективная пропитка битумом, обусловившая образование грубо-слоистых, полосчатых, пятнистых, пятнисто-полосчатых, линзовидных, вкрапленных и других текстур [2]. Литотипы мало отличаются минеральным составом и представлены в основном граувакковым песчаником. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, ожелезненные зерна темноцветных минералов, обломки эффузивных пород, обломки кремнистых пород, пирит, карбонатные минералы цемента пород до 40–50% [3].

Измерение магнитной восприимчивости образцов керна проводились с помощью капнометра КТ-6. В результате полученных измерений магнитной восприимчивости выявлено, что наибольшими значениями характеризуется верхняя половина исследованного интервала, причем максимума достигает в средней части разреза. Это значит, что в верхней половине интервала большее количество минералов, влияющих на магнитную восприимчивость что может быть признаком того, что верхняя часть была подвержена процессам дополнительного переотложения с увеличением доли железистых оксидов (окислительные условия прибрежных пустынь [4]) либо это можно считать признаком резко возросшего сноса магнито-восприимчивых минералов с питающей провинции. Нижняя часть интервала характеризуется однородностью величины магнитной восприимчивости что указывает на единые условия формирования

интервала и равномерный снос обломочного материала с питающей провинции.

Зависимости магнитной восприимчивости от литотипа не выявлено, это обусловлено тем, что магнитная восприимчивость зависит от магнитных минералов, наличие которых и их количество закладывается в процессе седиментации, а отличительные признаки литотипов (битумонасыщенность и сцементированность) закладываются уже в постседиментационные этапы. Поэтому нет корреляции между литотипом и магнитной восприимчивостью.

### Литература

1. Успенский Б.В., Валеева И.Ф. Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан. Казань: Изд-во ООО ПФ “Гарт”, 2008. 349 с.
2. Беляев Е.В., Иمامеев А.Н., Волков Ю.В. Природные битумы Больше-Каменского месторождения (Республика Татарстан). Георесурсы. № 1(18). 2006. С. 24-27.
3. Хасанов Р.Р., Муллакаев А.И., Дусманов Е.Н. Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2017. Т. 159, кн. 1. С. 164–173.
4. Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р. Условия формирования и причины внутренней неоднородности битумоносных песков и песчаников на территории Татарстана. Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 236-237.

*В.М. Назарова, Е.М. Кирилишина, Л.И. Кононова, С.С. Демьянков*  
МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

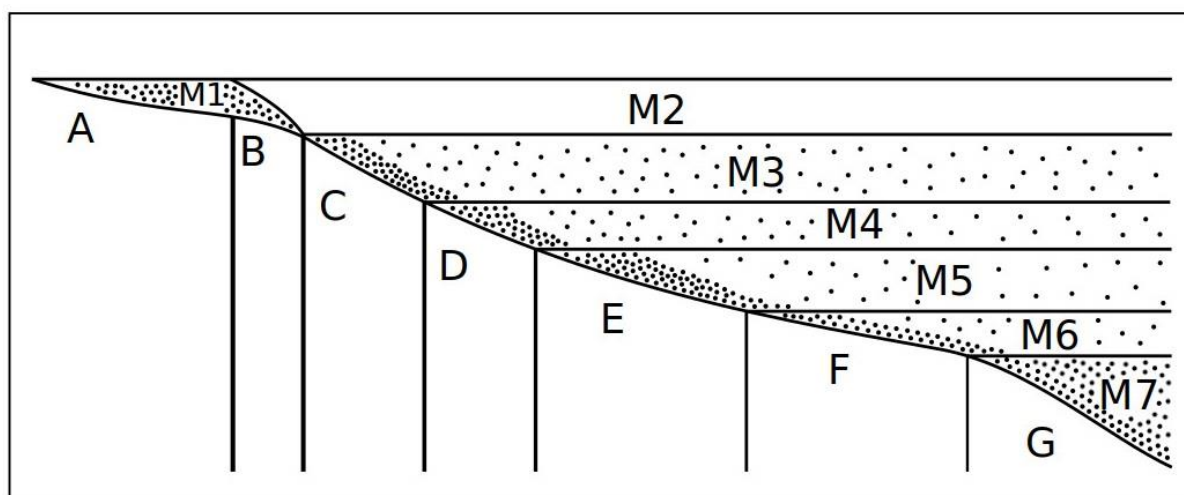
### КОНОДОНТЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Конодонты – глобально распространенная группа морских палеозойских и триасовых ископаемых. Благодаря пелагическому образу жизни, стойкому химическому составу зубовидных элементов ротового аппарата и быстрой эволюции конодонты имеют огромное значение для стратиграфии и корреляции удалённых разрезов.

Однако, разновозрастные комплексы конодонтов могут существенно отличаться, что позволяет предположить их связь с условиями обитания и особенностями седиментации, хотя напрямую комплексы конодонтов от фаций не зависят. Такие разновозрастные ассоциации конодонтов с преобладанием определенных родов или видов, встречаемые в осадочных породах, называют конодонтовыми биофациями. В настоящее время они выявлены для всего интервала существования конодонтов и биофациальный анализ широко применяется для восстановления палеообстановок.

Предлагалось несколько моделей для восстановления палеообстановок и распределения конодонтов по возможным местообитаниям исходя из встречаемости в биофациях [1-5]. Однако, каждая из этих моделей в отдельности не учитывала всю специфику распределения конодонтов в биофациях, особенно для крайне мелководных обстановок.

В настоящей работе, проведенной на материале из верхнего девона Воронежской антеклизы, мы предлагаем модель формирования биофаций, объединяющую идеи предыдущих исследователей (Рис.). Она учитывает влияние на распределение конодонтов в зависимости от удаленности от берега [2], глубины бассейна [5], сочетания этих двух факторов [3,4], а также существование особого приповерхностного эпипелагического местообитания [1] и крайне мелководного прибрежного [4].



**Рисунок.** Модель формирования конодонтовых биофаций: А, В, С, D, E, F, G – конодонтовые биофации в осадке; M1 – прибрежно-мелководное местообитание конодонтов (I); M2 – приповерхностное местообитание конодонтов (II); M3-M7 – уровни обитания конодонтов в пелагической области (III).

На изученной территории выявлено 6 биофаций (по мере удаления от берега): **биофация А** с преобладанием представителей рода *Icriodus*, в том числе эндемичных, могут присутствовать также *Pelekysgnathus* и *Belodella*; **биофация В**, помимо эндемиков характерных для биофации А, содержит представителей видов-космополитов, преимущественно родов *Icriodus* и *Polygnathus*; **биофация С** с преобладанием гладких или слабоскульптированных представителей рода *Polygnathus*; **биофация D** с преобладанием скульптированных представителей рода *Polygnathus*; **биофация E** с преобладанием представителей рода *Mesotaxis*; **биофация F** – рода *Ancyrodella*; **биофация G** – рода *Palmatolepis*.

Мы предполагаем, что данные биофации были образованы за счет скопления в осадке остатков конодонтов из следующих областей обитания этих животных: I – прибрежная крайне мелководная (из её обитателей впоследствии формируются биофации А и В); II – приповерхностная эпипелагическая (проявляется в биофации В, где приповерхностные космополиты смешиваются с эндемиками крайнего мелководья, а также во всех последующих биофациях); III – пелагическая область, захватывающая также и придонные местообитания. Она содержит ряд уровней, различных по глубине, на которых обитали представители определенных родов. Следует отметить, что ближе ко дну на каждом глубинном уровне обитало максимальное число особей. Эти уровни проявляются последовательно в биофациях С, D, E, F, G, при этом преобладающими таксонами в каждой биофации являются те, которые проживали вблизи дна, но все обитавшие выше также будут встречены в данной биофации, но в меньшем количестве. Таксоны, обитавшие на более глубоких уровнях, не встречаются в мелководных биофациях. Во время трансгрессий глубоководные формы могут проникать туда, где ранее было мелководье, но это приводит к изменению типа биофации. Также следует отметить, что все рассмотренные уровни находятся в эвфотической зоне в пределах шельфа.

### Литература

1. Кириллина Е.М., Кононова Л.И. Конодонтовые биофации во франском бассейне юго-запада Московской синеклизы // Вестник Московского ун-та. Серия 4 Геология. 2004. № 2. С. 32-40.
2. Druce E.C. Upper Paleozoic conodont distribution. Abstr. Proc. 4th. Ann. Meet. N. Cent. Sect. Geol. Soc. Amer., 1970. P. 386.
3. Druce E.C. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies//Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1973. N 141. P. 191–237.
4. Klapper G., Barrick J.E. Conodont ecology: pelagic versus benthic// Lethaia. 1978. V. 11. № 1. P. 15-23.
5. Seddon G., Sweet W. An ecologic model for conodonts// J. Paleont. V. 45. № 5. 1971. P. 869-880.

*В.Д. Немова*

*ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва*

## РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ С ПОМОЩЬЮ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Нефтяная геология решает задачи поиска, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений. В Западной Сибири – главной нефтедобывающей провинции России –

давно отмечается ухудшение структуры нефтяных запасов: восполнения ресурсной базы практически не происходит на фоне огромной добычи нефти и ее плавного падения. Одним из ресурсов поддержания добычи в регионе, считаются верхнеюрские отложения, к которым приурочена главная нефтематеринская формация Западной Сибири. На примере данной формации покажем, как комплексирование литологических методов исследований с другими видами геолого-геофизических данных, позволяет решать не только научные, но и практические задачи.

Верхнеюрские отложения Западной Сибири – это глинисто-кремнистые породы, аномально обогащенные сапропелевым органическим веществом, распространенные практически на всей территории региона. Мощность отложений в среднем составляет 30 м, залегают на глубине 2500-3000 м (в центральной части бассейна, по периферии - от 600-4500 м), пластовые температуры достигают 90-130 °С, часто встречается аномально высокое пластовое давление. Благодаря высокому содержанию органического вещества (Сорг до 25-30 %) – это главная нефтематеринская формация Западной Сибири. В 60-х годах прошлого века из данных отложений были получены первые промышленные притоки нефти, после чего к ней появился огромный интерес. Однако до сих пор, данные отложения отличаются низкой степенью изученности, а промышленная разработка их только начинается на единичных месторождениях. В чем же причина этого?

Верхнеюрские отложения обладают огромными ресурсами углеводородов, однако спор об их количестве ведется до сих пор. Причина в том, что для изучения данных отложений практически все стандартные методики не подходят. Поскольку нет выходов пород на поверхность, то изучать их можно только по керну, поднятому из скважин, а сохранность керна еще несколько лет назад была неудовлетворительная. Только применение технологий отбора керна в изолирующие керноотборники позволило впервые изучить полные разрезы верхнеюрских отложений.

Исследования керна позволили установить не только минерально-компонентный состав отложений, описать строение разреза, увязать состав пород с данными каротажа скважин, но и ответить на вопросы условий накопления и постседиментационных преобразований пород, обосновать, с какими породами связаны коллекторы нефти в данной толще, и, что самое главное, ответить на вопрос морфологии геологических тел, с которыми ассоциируются коллекторы.

Разрез верхнеюрских отложений построен ритмично, в нем чередуются слои глинисто-углеродисто-кремнистых пород и кремнисто-карбонатных. Глинисто-углеродисто-кремнистые породы являются нефтематеринскими и содержат в себе различные виды углеводородов, включая нефть, которая, однако, сорбирована на твердом органическом веществе и не может быть добыта существующими



технологиями. Кремнисто-карбонатные породы содержат в поровом и трещинном пространстве нефть, которую можно добыть: сопоставление литологической колонки разреза, построенной на основании изучения керна, с каротажем скважин и приточными интервалами, определенными на промысле, позволило доказать, что именно эти породы являются коллекторами в верхнеюрских отложениях.

Анализ постседиментационных преобразований кремнисто-карбонатных пород показал, что большая часть этих пород сформирована в результате карбонатизации или окремнения радиоляриевых илов [1]. Таким образом, на основании генетического анализа было сделано предположение о том, что породы, с которыми ассоциируются данные коллекторы нефти, имеют плащеобразную морфологию: при небольшой толщине (десятки см – первые м) они распространены на площади в сотни километров. Данный вывод впоследствии был подтвержден при анализе керна большого количества скважин по всей территории Западной Сибири, а также при бурении скважин с горизонтальным окончанием, длиной до 1500 м, расположенном полностью в интервале доломитизированного радиолярита. Важно отметить, что геонавигация при бурении горизонтальных стволов скважин осуществлялась на основании результатов элементного анализа шлама.

Стадиальный анализ кремнисто-карбонатных пород, совместно с изотопным анализом кислорода и углерода карбонатов, позволил установить, что в зависимости от физико-химических условий в осадке, радиоляриевые илы окремнялись или кальцитизировались. Окременные илы сохраняли проницаемость и на стадии катагенеза преобразовывались в доломитизированные радиоляриты. Установлена связь постседиментационных процессов с палеорельефом дна: на локальных поднятиях и верхних частях палеосклонов более отмытые радиоляриты подвергались окремнению, тогда как в нижних частях склонов и во впадинах радиоляриты чуть больше разбавлялись глинистым материалом (до 5-7%) и кальцитизировались. Доломитизированные и кремнистые радиоляриты имеют лучшие фильтрационно-емкостные свойства, чем кальцитизированные. Этот факт можно использовать в качестве поискового критерия [2].

Таким образом, литологические исследования позволяют выделять в разрезе целевых отложений интервалы коллекторов, обосновывать морфологию их геологических тел, способствуют определению поисковых признаков коллекторов, что является ценной информацией при планировании геолого-разведочных работ и разработке малоизученных объектов, содержащих залежи нефти.

## Литература

1. Немова В.Д. Строение отложений баженовской свиты: закономерности и изменчивость //

Нефть и газ Евразии. Москва, 2012, Т.7, №12/1, С.54-57.

2. В.Д. Немова, И.В. Панченко Факторы продуктивности баженковского горизонта во Фроловской мегавпадине // «Нефтегазовая геология. Теория и практика». Москва, 2017, Т.12. №4.

Е.С. Носкова<sup>1</sup>, Г.В. Агафонова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ «ВНИГНИ», Москва

<sup>2</sup> МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, Москва

### ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ АЛАДЬИНСКОЙ СВИТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (СРЕДНИЙ РИФЕЙ)

В процессе полевых работ 2018 г. вдоль р.Иркинеева получен фактический материал по обнажениям аладьинской свиты, где встречена зона тектонического меланжа, включающая разнородные пачки брекчированных карбонатных пород, ограниченная снизу субгоризонтальным надвигом, разделяющим пачки карбонатов (снизу вверх):

I. Ниже надвига: доломиты серые, микрозернистые, среднеплитчатые, неотчетливо тонко волнисто слоистые, слабо измененные тектоническими процессами, с прослоями и линзами кремней до 2-3 см в верхней части и жилами кальцита; мощность более 50 м.

II. Доломиты брекчированные, включающие пласты карбонатных брекчий: несвязной – в основании разреза; связной – слоистой и комковатой, с обломками первичной породы и жильных включений, отмечаются элементы пластической деформации, матрикс представлен доломитом микрозернистым, количество обломков меняется от 30% до 80%; мощность около 8 м.

III. Доломиты полосчатые с прослоями и линзами доломитов брекчированных; полосчатость обусловлена чередованием светлых сахаровидных крупнокристаллических и темно-серых мелкокристаллических разностей доломита. Светлые разности являются жильными образованиями двух типов; повсеместно развиты мелкие извилистые притертые трещины, стилолитовые швы, элементы пластической деформации. К жильным разностям доломита приурочены многочисленные каверны различного размера; мощность не менее 100 м.

Присутствие в аладьинской свите брекчий отмечено многими геологами [1, 2]. Разные типы определялись как сингенетичные брекчии обрушения и брекчии взламывания. Проведенные исследования показали преимущественно тектоническую природу доломитовых брекчий аладьинской свиты.

Объектом детального изучения выбрана зона брекчирования, расположенная в основании деформированной толщи. В зоне надвига выделены доломиты пелитоморфно-

микrokристаллические, доломитовые конгломерато-брекчии и карбонатные псевдобрекчии.

Повсеместно, на различных уровнях, наблюдаются кинематические показатели процессов деформации: несвязные и связные брекчии в основании деформированной толщи; полосчатые доломиты, в том числе с элементами пластической деформации; цепочки будин; синтаксиальные и антаксиальные жилы с характерными микроструктурами, указывающими на прогрессирующую деформацию в жилах; стилолитовые швы, преимущественно, нормально расположенные к поверхностям напластования; блоки породы в кальцитовых жилах, вращающиеся в стиле «домино»; асимметричные повторяющиеся микроступени с двугранной морфологией, эшелонированные кулисные структуры [3]. Ключевой структурой являются полосчатые доломиты, некоторыми авторами обозначаемые как «beef-like structures» [4]. Тенденция возникновения жил (синтаксиальных) связывается с контрастными механическими свойствами пород и геодинамическими обстановками продольного сжатия. При последующем изгибе слоев и сплющивании происходит формирование антаксиальных жил, стилолитовых швов, будинажа, перестройка заполнения синтаксиальных жил. Указанные кинематические индикаторы возникают в слоистых породах, в случае малых сил сцепления между слоями, когда слои могут свободно проскальзывать относительно друг друга [3]. В аладинской свите это строматолитовые доломиты.

Таким образом, авторами показано, что полосчатость доломитов аладинской свиты и различные виды брекчий связаны с тектоническими преобразованиями при формировании складок продольного изгиба (в обстановках продольного укорочения, изгиба и сплющивания) в слоистых строматолитовых доломитах.

Предполагается среднерифейское время тектонической перестройки, поскольку в перекрывающих верхнерифейских карбонатах подобные образования не встречены.

## Литература

1. Вараксина И.В., Хабаров Е.М. Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера, 2007, № 4, с. 59-72.
2. Гутина О.В. Комплексное обоснование стратиграфической схемы рифейских отложений юго-западной части Сибирской платформы – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 180 с.
3. Курмасов А.Б. Основы структурного анализа. М., Научный мир, 2011. – 368 с.
4. Rybak-Ostrowska B., Konon A., Nejbert K. and Koztowski A. 2014. Bedding-parallel calcite veins in the Holv Cross Moun tains Fold Belt, central Poland. //Geological Quarterly, 58 (1): 99-116.

М. Ю. Овчинникова<sup>1</sup>, Е.А. Жегалло<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж

<sup>2</sup>Палеонтологический институт им. Борисяка РАН, Москва

## БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В БОКСИТАХ КМА

Бокситы являются основным сырьем при производстве алюминия. Возникновение бокситовых залежей происходит в эпохи континентальных перерывов при благоприятных для интенсивного выветривания климатических и тектонических обстановках в условиях тропического климата и мощнейшего воздействия органического мира. Микроорганизмы проделывают огромную работу в образовании латеритов и формировании месторождений полезных ископаемых. Псевдоморфозы гиббсита и бемита по бактериям, грибам, обнаружены в бокситах Индии, Бразилии, Гвинеи и Урала [1–4].

Толща бокситов КМА локализуется в позднегурнейско-ранневизейской коре выветривания пород докембрийского фундамента и погребена под мощным (400–800 м) чехлом осадочных образований. Бокситы приурочены к аллитовой зоне латеритного профиля на хлорит-слюдистых, кварц-гидрослюдистых, филлитовых и других сланцах. Основными минералами бокситов являются бемит, гиббсит, бертьерин, каолинит, гематит, гетит. Залежи бокситов пространственно и генетически связаны с толщей богатых железных руд, в которых признаки биогенной жизнедеятельности уже были обнаружены. [5].

В изучаемых образцах было обнаружено несколько проявлений биоминерализации. Поверхность образца гематит-бертьерин-бемитового боксита сложена изгибающимися формами, по структуре напоминающими фоссилизированный гликокаликс, образованный древними микроорганизмами. Подобными структурами покрыта большая часть породы.

Помимо гликокаликса, в изученных образцах обнаружены многочисленные биопленки. Поверхность образца бемит-бертьеринового и гиббситового боксита покрыта биопленками и их фрагментами.

В образце существенно бемитового боксита присутствуют остатки бактериальных нитей или нитевидных бактерий. Некоторые объекты по конфигурации похожи на гифы грибов, которые неоднократно были обнаружены при изучении других месторождений бокситов [4]. Поверхности многих образцов покрыты многочисленными переплетающимися фоссилизированными нитчатыми бактериями. Некоторые из них похожи на остатки трихомов цианобактерий и характеризуются большей шириной (до 2

м), трубчатым обликом, и, вероятно, полым внутренним строением. Они располагаются на удалении друг от друга и пересекаются иногда под прямым углом.

Кокоидные формы распространены ограничены. Обнаружены только в отдельных порах и трещинах образца бемит-бертьеринового боксита. Подобные образования представлены скоплениями мелких (менее 1 мкм) округлых и овальных форм, образующих сплошные микробные массы.

В исследуемых образцах латеритных бокситов КМА обнаружены различные по конфигурации и распространению биоморфозы. Количественная их роль в породах изменчива и, по-видимому, зависит как от минерального состава, так и от степени гипергенного преобразования.

Полученные данные позволяют предположить, что на определенной стадии развития латеритного профиля, микроорганизмы начинают играть значительную роль. Вероятно, в елховско-бобриковское время, когда на рассматриваемой территории была суша, в пределах которой формировались латеритные коры выветривания и образовывались крупные месторождений богатых железных руд на джеспилитах и бокситов на межрудных сланцах [6, 7, 8], совместно с процессам химического выветривания активизировались и процессы биогенного преобразования, выраженные в преобразовании как минералов материнских пород, так и новообразованного гиббсита. Бактериальные формы находятся на разных стадиях развития и минерализации, что может быть связано с положением бокситов в профиле выветривания, и как следствие, с проработанностью гипергенными процессами. Помимо разрушающей функции, организмы осуществляли аккумуляционную, накапливая рудное вещество в своих тканях и продуктах жизнедеятельности. Наличие биоморфоз в бокситах КМА – повод для постановки вопроса об участии биогенного факторы в их образовании, масштабы которого еще следует обозначить.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН № 17 «Эволюция органического мира. Роль и влияние планетарных процессов» (подпрограмма I «Развитие жизненных и биосферных процессов»), поддержана грантом РФФИ № 17-04-00324 и Министерством высшего образования и науки РФ.

## Литература

1. Слукин А. Д., Киреев Ф. А., Беляев В. И., Звездинская Л. В. Некоторые результаты изучения латеритных продуктов выветривания под сканирующим микроскопом // Кора выветривания. Вып. 19. 1986. С. 86-91.
2. Никитина А. П., Цеховский Ю. Г., Аристовская Т. В., Зыкина Л. В. Роль микроорганизмов в формировании латеритных кор выветривания и бокситов // Кора выветривания. Вып. 20. 1991. С. 179–191

3. Аристовская Т. В. Биогенный механизм формирования бокситов // Роль биохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы. Л., Наука. 1986. С. 95–103
4. Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Богатырев Б. А. и др. Биоморфные структуры в бокситах: (по результатам электронно-микроскопического изучения. М. : Эслан, 2004. 112 с.
5. Меркушова М. Ю., Жегалло Е. А. Биоморфные структуры в богатых железных рудах КМА (по результатам электронно-микроскопического исследования) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. 2016. № 2. С. 150–154.
6. Сиротин В. И., Белянцева Е. Е. Бокситы КМА. Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. Вып. 93. Воронеж, 2016. – 104 с.
7. Савко А. Д. Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антеклизы, их неметаллические полезные ископаемые: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Воронеж, 1984. 551 с.
8. Никулин И. И., Савко А. Д. Железородные коры выветривания Белгородского района Курской Магнитной Аномалии. Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. Вып. 85. Воронеж, 2015. – 102 с.

*Т.Н. Пинчук, В.И. Попков, И.В. Попков*

*Кубанский государственный университет, Краснодар*

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДА СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Образования нижнего палеозоя известны в пределах Западного Предкавказья на северо-западном замыкании Расшеватско-Кропоткинской зоны поднятий в скв. 2 Южно-Леушковской. Здесь под красноцветами перми вскрыты альбит-слюдисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые сланцы, серые с розовым и зеленоватым оттенком. По данным определения абсолютного возраста К-Аг методом (434+14 млн. лет) они относятся к среднему ордовику-среднему силуру.

На Александровской площади породы девонского возраста представлены чередованием лилово-серых, зеленовато-серых, красно-бурых сланцев с песчано-глинистыми породами. В пределах других территорий Предкавказья к девону отнесены пестроцветные филлитовидные сланцы, развитые на некоторых площадях Армавиرو-Невинномысского вала (Гусаровская, Яснополянская, Надзорненская) и Расшеватско-Кропоткинской зоны поднятий. Девонский возраст пород подтверждается палинологическими определениями. В Темижбекском прогибе девон развит на достаточно ограниченной территории и представлен светло-серыми и зеленовато-серыми филлитами и глинисто-хлоритовыми сланцами.

На Бейсугской площади вскрыты серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы и кварциты, а также известковистые сланцы. На Неизвестной площади палеозой

представлен филитовидными сланцами светло-зеленовато-серой окраски с примесью алевритового и псаммитового материала. Под микроскопом порода представляет собой кварц-серицитовый сланец с grano-лепидобластовой структурой и сланцеватой текстурой.

Отложения карбона широко распространены в пределах Предкавказья. Фаунистически охарактеризованные палеозойские отложения впервые были установлены в Песчанокопской опорной скважине, где они представлены углисто-серицитовыми и углисто-карбонатно-хлоритовыми сланцами с прослоями аркозовых кварцитовидных песчаников и окремнелых известняков. В последних обнаружена фауна фораминифер среднего карбона (турне-визе). Верхняя часть разреза сложена преимущественно песчаниками серыми плотными кварц-полевошпатовыми с редкими прослоями сланцев серицит-кварцевых и единичными прослоями известняков мелкодетритусовых шламовых окремненных серых с микрофауной (фораминиферы). Угловатые и слабо окатанные зерна песчаников представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калишпатом, реже - мусковитом, хлоритизированным биотитом, цирконом, апатитом, турмалином, обломками гранитных пород, цемент - кварцево-слюдистый, раскристаллизованный (бластический). Нижняя часть разреза сложена различными сланцами: серицитовыми, серицит-хлоритовыми, углисто-кремнисто-серицитовыми и др., образующими монотонную мощную пачку.

На Привольненской площади вскрыты известняки мелкокристаллические, дислоцированные, вскрытая мощность которых достигает 273 м. Необходимо обратить на возможность существования зоны развития карбонатной формации карбона в северной части территории (Привольненская и близлежащие площади). Вероятно, зона преимущественного развития карбонатных образований протягивается как к юго-востоку (в сторону Гаевской площади), так и к северо-западу от последней, вплоть до Ново-Пашковской площади. Карбонатные образования встречены также на Алексеевской площади.

В большинстве случаев отложения нижнего карбона представлены глинистыми, углисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Сланцы, как правило, серые, темно-серые до черных. Нередко наблюдается переслаивание сланцев с маломощными (3-6 мм) прослоями светло-серых алевролитов. Породы, обычно интенсивно дислоцированы (углы падения пород от 0 до 90 градусов), часто встречаются зеркала скольжения, трещины различной ориентировки, нередко выполненные кварцем или кальцитом. Для некоторых разновидностей сланцев характерна пльчатость. Под микроскопом видна сланцевато-слоистая текстура обусловленная однонаправленной ориентировкой чешуек гидрослюды. Сланцы характеризуются микролепидобластовой

структурой, алевролиты – бласто-алевритовой. В составе сланцев преобладает гидрослюдистый материал, почти всегда присутствуют углистые образования. Некоторые разности содержат значительные количества кремнистого материала.

В самой западной части Краснодарского края палеозойские образования, относимые нами к каменноугольной системе, вскрыты на Бейсугской структуре. Толща представлена углисто-глинистыми темно-серыми сланцами.

Высокая степень постдиагенетических преобразований (фация зеленосланцевого регионального метаморфизма) и дислоцированность палеозойских толщ со всей очевидностью указывают на принадлежность их к складчатому основанию молодой платформы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165 а, а также РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 юг\_а.

*Е.И. Полякова<sup>1</sup>, Е.А. Новичкова<sup>2</sup>, Т.С. Ключиткина<sup>1</sup>, Е.А. Агафонова<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва*

<sup>2</sup>*Институт океанологии имени П.П.Ширшова РАН, Москва*

## **МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МАРГИНАЛЬНЫХ ФИЛЬТРАХ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ**

Диатомеи и водные палиноморфы являются одними из наиболее перспективных микропалеонтологических групп в палеоокеанологических исследованиях Арктики, так как позволяют решать широкий круг вопросов – реконструировать палеоциркуляцию водных масс, изменения речного стока в арктические шельфовые моря; границы распространения и продолжительность сезонного морского ледового покрова, происхождение льдов и пути их дрейфа; изменения палеотемператур, палеосолености и палеопродуктивности вод, а также седиментационных обстановок [1, 2, 3, 4, 5]. Полученные к настоящему времени данные показали, что основные процессы трансформации взвешенных и растворенных веществ водосборных бассейнов происходят в пределах устьев рек и заливов, представляющих собой типичные маргинальные фильтры (МФ) [6, 7, 8]. Эти фильтры представляют собой природную систему, состоящую из гравитационной, физико-химической (коагуляционно-сорбционной) и биологической частей, последовательно сменяющих друг друга. Одним из основных компонентов взвеси в пределах МФ арктических морей является речной и морской фитопланктон, аккумуляция которого в осадках, так же как и биологическая



продуктивность вод, контролируются физико-химическими процессами в зоне смешения речных и морских вод [6, 1, 2, 5].

Нами были исследованы ассоциации диатомей и водных палиноморф, включающие главным образом цисты морских динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, в поверхностном слое донных осадков морей Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, а также в эстуариях крупнейших рек Евразийской Арктики. Полученные данные свидетельствуют о последовательной смене седиментационных и биологических процессов в заливах по мере удаления от устьев рек и повышении солености вод, и вместе с тем имеют специфические региональные особенности. Однако, несмотря на имеющиеся различия количественного и видового состава ассоциаций микроводорослей, которые обусловлены различными объемами речного стока, глубинами заливов и интенсивностью приливно-отливных течений, установлена одинаковая последовательность их изменений на различных ступенях МФ рек. Наиболее ярко эти закономерности выражены в устьевых районах крупнейших Сибирских рек Обь и Енисей, Обском и Енисейском эстуариях и прилегающем шельфе Карского моря. На первой, гравитационной ступени МФ, которая установлена в приустьевых районах рек и соответствует резкому сокращению скоростей течения рек, встречены почти исключительно пресноводные виды диатомей, численность которых в отдельных пробах достигает нескольких млн створок/г осадка. На барьере река – море, на коагуляционно-сорбционной ступени МФ, соответствующей области лавинной седиментации, установлены экстремально высокие концентрации створок диатомей в поверхностных осадках а также общего органического углерода. Доминируют пресноводные виды (> 90%), концентрации которых в осадках достигают в Обском эстуарии 51,6 млн створок/г и в Енисейском 82,6 млн створок/г при средней многолетней солености поверхностных вод в вегетационный период от 2 до 5–8 епс. Резкое сокращение концентраций створок диатомей в поверхностных осадках на несколько порядков установлено при повышении летней солености вод в эстуариях >8-10,5 епс, где наблюдаются наиболее высокие концентрации взвешенного материала в поверхностных водах, что резко сокращает их прозрачность и, таким образом, лимитирует продуктивность фитопланктона. Процессы биоседиментации начинают играть ведущую роль на внутреннем шельфе, где увеличивается прозрачность вод при солености >12-14 епс (биологическая ступень МФ). Для этой ступени характерны наиболее высокие концентрации ледово-морских и морских планктонных диатомей в осадках (до 3,6 млн створок/г).

## Литература

1. Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and

- their relationship to oceanological conditions // *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance* / Eds. R. Stein et al. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375–400.
2. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. Диатомеи и водные палиноморфы в поверхностных осадках заливов Белого моря как индикаторы седиментационных процессов в маргинальных фильтрах рек // *Океанология*. 2016. Т.56. №2. С.310-321.
  3. Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // *Океанология*. 2007. Т.47. №5. С.709-719.
  4. Ключевкина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиесен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) // *Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития* / ред: Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й., Полякова Е.И., Тимохов Л.А., Фролов И.Е. Москва. Издательство Московского университета. 2009. С. 448-466.
  5. Polyakova Ye.I. Novichkova Ye.A. Diatoms and aquatic palynomorphs in the White Sea sediments as indicators of sedimentation processes and paleoceanography // *Sedimentation Processes in the White Sea: The White Sea Environment* / Lisitsyn A.P., Demina L.L. (eds.). Hdb Environmental Chemistry. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature New York. 2018. V.2. P. 10-48.
  6. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т.34. №5. С.735-747.
  7. Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al. Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Review*. 2004. Vol. 23. P. 1485–1511.
  8. Кравчишина М.Д., Лисицын А.П. Гранулометрический состав взвешенных веществ в маргинальном фильтре реки Северной Двины // *Океанология*. 2011. Т. 51. №1. С.94-109.

*В.И. Попков, И.В. Попков*

*Кубанский государственный университет, Краснодар*

## **ПАЛЕОЗОЙ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Большая часть территории Скифско-Туранской плиты сформирована на месте складчатой области, возникшей из Палеотетиса, история образования которого в начальные его периоды еще далеко не ясна и трактуется по-разному [1-3]. Одни исследователи связывают формирование Палеотетиса с деструкцией нормальной континентальной коры, другие – с рифтогенезом в субконтинентальной коре, разделяющей древние платформы, либо с усилением спрединга в пределах океанического Прототетиса и его окраин. В последнем случае Палеотетис

рассматривается как преимущественно унаследованная структура северной части Прототетиса. Время его возникновения окончательно не установлено и оценивается от позднего рифея до начала ордовика.

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

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

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

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

Степень литогенеза пород, слагающих фундамент, колеблется от глубоких стадий катагенеза, до метагенеза и зеленосланцевых фаций регионального метаморфизма, поэтому первичные фильтрационно-емкостные свойства пород практически полностью утрачены. Степень катагенеза РОВ достигает антрацитовый стадии. Следовательно, залежи УВ в палеозойских толщах эпигенетичны и связаны с зонами развития вторичных коллекторов [6]. Наиболее благоприятные условия для аккумуляции УВ в породах фундамента существуют в пределах погребенных выступов, которые длительный период времени подвергались эрозии и выветриванию.

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

Карбонатные породы при этом более благоприятны в отношении нефтегазоносности, чем изверженные или метаморфизованные терригенные разности. Морфология резервуаров, как показывает практика, отличается высокой сложностью, а дебиты

скважин колеблются в широких пределах. Поэтому одна из первоочередных задач – отработка методики прогнозирования зон развития вторичных коллекторов.

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

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

### Литература

1. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Летавин. А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1987. 152 с.
3. Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992. 148 с.
4. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология 1985. № 9. С. 106–113.
5. Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1989. № 10. С. 125–128.
6. Попков В.И., Демидов А.А. О коллекторах в палеозойских толщах Южного Мангышлака // Породы-коллекторы и миграция нефти. М: ИГиРГИ, 1988. С. 59–62.
7. Попков В.И. Нефтегазоносность фундамента Скифско-Туранской платформы // Геологія і геохімія горючих копалин // Геологія і геохімія горючих копалин. 2017. № 1–2 (170–171). С. 202–203.
8. Попков В.И. Модель резервуара залежи УВ в гранитном массиве месторождения Оймаша и перспективы поисков новых скоплений нефти и газа в фундаменте Скифско-Туранской платформы прогиба // Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017. Сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции). Ответственный редактор А.В. Ступакова. М.: МГУ, 2017. С. 273-278.
9. Попков В.И., Попков И.В. Предскифийский краевой прогиб - новый нефтегазоперспективный объект Скифской плиты // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2011. № 16. С. 84-86.

*О.В. Постникова, И.А. Китаева*

*РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина*

### **ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА ЮГО- ЗАПАДНОГО СКЛОНА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ**

Объектом исследования являются отложения осинского горизонта нижнего кембрия, расположенные на юго-западном склоне Непско-Ботубинской антеклизы (НБА). Их нефтегазоносность доказана открытием таких месторождений как

Верхнечонское, Среднеботуобинское, Талаканское, Марковское.

В разрезе осинского горизонта выделяются следующие литологические типы пород: известняки биогермные ренальцисово-эпифитоновые, известняки биогермные археоциатовые, известняки биогермные полифитовые, доломиты разнокристаллические с реликтовой цианобактериальной структурой, доломиты разнокристаллические, доломиты комковато-сгустковые, интракластовые доломиты, доломиты строматолитовые, доломиты микрокристаллические, доломиты микро-тонкокристаллические горизонтально-слоистые, и ангидрито-доломиты [1,2]. Между всеми выделенными литотипами существуют переходные разности.

В целом в разрезе осинского горизонта преобладают доломитовые породы, являющиеся результатом вторичной доломитизации цианобактериальных известняков.

Биоценоз органогенных построек осинского горизонта ограничен и представлен различными группами цианобактерий и археоциат. При этом в строении построек принимали участие как цианобактериальные маты, строматолиты, так и каркасные цианобактерии (кальцибионты), последние образовывали сообщества с археоциатами, которые играли ведущую роль на завершающем этапе развития осинского палеобассейна.

В отложениях осинского горизонта выделяются 2 генетических типа разрезов, характеризующиеся резко отличными значениями мощности горизонта, а также наличием либо отсутствием археоциатовой шапки. Разрез осинского горизонта состоит из 4-х трансгрессивно-регрессивных циклитов, которые уверенно прослеживаются в пределах изучаемой территории.

В основании 1 седиментационного циклита залегают доломиты микрокристаллические, слоистые, в этих отложениях доля тонкой глинистой примеси может достигать 5%. В средней части-цианобактериальные разности, в верхней - желваки и интракласты. С уровнем развития 2 циклита связано начало массового биогермообразования. В 3 циклите повсеместно прослеживаются интракластовые текстуры, в тоже время, в средней части циклита отмечаются биоморфные разности. В отложениях 4 циклита происходит массовое развитие археоциат, которые формируют морфологически выраженные биогермные массивы, именно в этих зонах происходит резкое увеличение толщин осинского горизонта.

Таким образом, в истории формирования осинского горизонта можно выделить несколько этапов. В начале своего формирования, осинский палеобассейн представлял собой мелководную со слабо дифференцированным рельефом область морского дна, где накапливались, в зависимости от гидродинамики бассейна слоистые, интракластовые породы, либо породы с текстурами биотурбации.

По мере углубления бассейна и увеличении контраста рельефа морского дна, начиналось активное формирование ренальцисово-эпифитоновых построек, разной степени морфологической выраженности. Эти постройки были распространены практически по всей территории НБА. В отдельных участках, где формировались морфологически выраженные постройки, между ними возникали лагуны с застойным режимом осадконакопления, в которых шло формирование цианобактериальных матов с повышенным содержанием Сорг.

Во время отложения 3 циклита, часть этих построек была выведена на поверхность, что отразилось в массовом образовании интракластовых доломитов, а в гидродинамически застойных зонах – накапливались своеобразные слоистые отложения.

Формирование отложений 4 циклита ознаменовалось историческим событием не только в истории бассейна, но и в истории всего органического мира, т.к. именно в это время происходит массовое появление первых в истории Земли скелетных организмов – археоциат [3]. Археоциаты, иногда в сообществе с ренальцисово-эпифитоновыми и полифитовыми биоценозами формировали морфологически выраженные биогермные массивы, между которыми, на фоне постепенно повышающейся солености и аридности климата, возникали зоны, где происходило массовое отложение сульфатов.

Породы-коллекторы в осинского горизонта приурочены в основном к 2 и 3 пачкам и практически отсутствуют в 4 пачке

В формировании пород осинского горизонта значительную роль сыграли вторичные преобразования их структуры и минерального состава на стадии диа- и катагенеза.

Наиболее ярко вторичные преобразования проявились в породах, изначально обладавших фильтрационно-емкостным пространством, так как в них активно циркулировали разного рода флюиды, изменяя свойства этого пространства.

### **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.-104с
3. Розанов А.Ю., Скорлотова Н.А. // Правильные археоциаты. Учебно-методическое пособие// Москва, ПИН РАН, 2013.- 55с

Ю.В. Ростовцева

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ЛИТОЛОГОВ МГУ имени М.В. ЛОМОНОСОВА

Фациальный анализ является ключевым в литологических исследованиях, направленных на восстановление палеогеографических обстановок, который широко используется при изучении осадочных толщ. С самого начала основания кафедры литологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова (переименованной в конце 2017 года в кафедру нефтегазовой седиментологии и морской геологии) этому методу уделялось особое внимание, что нашло отражение в чтении таких фундаментальных учебных курсов как «Учение о фациях» и «Учение о геологических формациях» известными литологами Г.Ф. Крашенинниковым, П.П. Тимофеевым, В.Т. Фроловым и О.В. Япаскуртом, а позднее и их учениками.

По Г.Ф. Крашенинникову «суть фациального анализа заключается в выявлении в пределах стратиграфической единицы генетических комплексов отложений (фаций), в прослеживании их на площади и в выявлении перехода в другие разновозрастные образования» [1]. Фациальный анализ является частью общего генетического анализа осадочных толщ, который служит основным инструментом проведения палеогеографических реконструкций. Под фацией понимается *«комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних отложений того же стратиграфического отрезка»*. При выделении фаций признается единство рассмотрения условий седиментации и формирующихся в них осадков. Фации не имеют смысла вне конкретных стратиграфических границ. Под генетическим типом подразумевается *«комплекс отложений, образовавшихся в определенной физико-географической обстановке и преимущественно под действием одного ведущего геологического агента»*, что в целом отвечает представлениям А.П. Павлова, первым внедрившим понятие генотипа в геологию. Г.Ф. Крашенинников использовал фациальный анализ при изучении угленосных толщ, а также и при расшифровке генезиса других типов осадочных отложений.

Понимание фации с одной стороны, как породных образований с определенными свойствами, а с другой – как условий их формирования послужили во многом причиной возникновения острых научных дискуссий и появления большого числа определений этого термина.

В начале 1990-х годов, описывая современное состояние понимания фации, В.Т.

Фролов в 3-ем томе учебника «Литология» отмечал, что «больше всего спорят о фациях и толкуют их по-разному, термин стал многосмысленным, что заставило некоторых геологов отказаться от его употребления» [2]. И, действительно, в настоящее время использование термина литолого-фациальный анализ в отдельных кругах геологов стало весьма непопулярным и местами часто подменяется названием седиментологические исследования. Однако, для литологов фациальный анализ всегда был и продолжает оставаться одним из основополагающих методов реконструкции геологического прошлого [3]. Согласно В.П. Алексееву и Э.О. Амону [4], фациальный анализ является «связующим звеном в комплексных исследованиях геологических процессов и объектов».

Отмечая двойственность понятия фация, возникшую ещё с истолкования трактовок А. Грессли, В.Т. Фролов предлагал разделять гресслиевское (как часть слоя или формации) и общее генетическое понимание этого термина, считая методически необходимым проводить отчетливое разграничение между объективными признаками пород и субъективными интерпретациями [2]. Подобный подход применяется в зарубежной геологии, где наряду с фациями существует понятие обстановок седиментации (environment).

По П.П. Тимофееву, развивавшему идеи Ю.А. Жемчужникова, под «*фациальным типом осадка (фацией)*» подразумевается комплекс физико-географических (ландшафтных) условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались парагенетические связанные типы осадков, а также сами осадки, обладающие определенными сочетаниями генетических признаков (условия + осадок)» [5]. Фациальный анализ предполагает выделение литологических и генетических типов осадков. Под *литологическим типом пород* (литотипом) понимается вещественный тип осадка-породы, обладающей комплексом всех признаков (первичных и вторичных), приобретенных в процессе её формирования и преобразования. Под *генетическим типом осадка* (генотипом) подразумевается «*один или несколько литотипов, характеризующихся совокупностью генетических (первичных) признаков осадка, отражающих общность условий их накопления*». Такое понимание генотипа тесно связано с понятием *литогенетический тип* отложений, используемым ранее Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейн (ВИМС), а также Ю.А. Жемчужниковым с коллективом сотрудников (ГИН АН СССР). Генетическая составляющая фациального анализа является приоритетной. Такой «ландшафтно-генетический» подход к пониманию фации созвучен представлениям И. Вальтера, рассматривающего фации вне зависимости от их возрастных соотношений и в качестве признаков изменчивости физико-географических обстановок во времени.



Согласно О.В. Япаскурту, несмотря на отличия формулировок понятийной базы у разных исследователей, занимающихся фациальным анализом, главный принцип выявления генетических признаков осадков «у них единообразен и оправдан множеством продуктивных реконструкций геологического прошлого» [6].

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

### Литература

1. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. Учебное пособие. М., Высшая школа, 1971, С. 3–26.
2. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3: Учеб. Пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995, С. 239–251.
3. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977, С.20.
4. Алексеев В.П., Амон Э.О. Седиментологические основы эндолитологии. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2017, 476 с.
5. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли./ Геол. Ин-т РАН, Вып. 557. М., 2006, С. 37-40.
6. Япаскурт О.В. Литология. Учебник. М.: ИНФРА-М, 2016, С. 292–306.

А.Д Савко<sup>1</sup>, В.М. Новиков<sup>2</sup>, Н.М. Боева<sup>2</sup>, С.В. Мануковский<sup>1</sup>, А.В. Крайнов<sup>1</sup>, А.В. Милаш<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Воронежский госуниверситет, Воронеж

<sup>2</sup>ИГЕМ РАН, Москва

### ВТОРИЧНЫЕ КАОЛИНЫ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ МАМОНСКОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Мамонская песчано-каолиновая толща (ПКТ) развита на юге Воронежской антеклизы [1, 2] и образовалась при размыве кор выветривания на кристаллических породах фундамента. ПКТ сложена делювиально-пролювиально-аллювиальными и лагунно-озерными образованиями, которые восточнее сменяются лагунными, а далее морскими. Отложения лагунных фаций близки по составу к озерным, но отличаются от них мелкозернистостью, лучшей сортировкой, наличием тонко отмученных глин и горизонтальной слоистостью. В морских разрезах появляются известняки, а в терригенной составляющей начинают преобладать глины. Следует отметить невыдержанность и частую смену пород различных фаций как по разрезу, так и по латерали, характерную для континентальных образований.

Делювиальные отложения представлены неслоистыми, комковатыми, пестроцветными глинами, нередко брекчиевидными, в различной степени окрашенные оксидами железа, представленными гематитом, гетитом и лепидокрокитом. Иногда в породе отмечаются включения каолинизированных зерен полевых шпатов.

Проллювиальные образования сложены разномзернистыми песчаниками или их переслаиванием с песками. Породы плохо сортированы, от мелко- до грубозернистых, обычно каолинистые, содержат гальки кварца, реже полевых шпатов. Нередко наблюдается своеобразная градационная слоистость, выраженная в последовательной смене (снизу вверх) грубозернистых слоев средне-мелкозернистыми, а вверху – глинистыми. Такое распределение осадков вызвано его осаждением (по закону Стокса) в конусах выноса мощных временных потоков. Их многократность привела к ритмичному строению разрезов. Состав и мощности ритмов разнообразны. В их основании могут залегать и гравий, и грубо-, крупно-, и среднезернистые пески, в средней части – пески, а в кровле – алевриты и глины.

В русловых аллювиальных фациях накапливались пески, сцементированные иногда до песчаников, серые, кварцевые, крупно- и грубозернистые, косослоистые (с углом наклона слоев 15–30°) и линзовиднослоистые. Породы практически не содержат пелитовых фракций. Количество гравия, наоборот, повышено: пески гравийные, прослоями переходящие в гравелиты, в них встречаются хорошо и угловато окатанные гальки дымчатого, реже – водянопрозрачного кварца.

В озерных и лагунных фациях глины, содержащие в различных количествах алевритопесчаную примесь, образуют линзы мощностью от первых миллиметров до 15–20 м и протяженностью первые десятки, реже сотни метров. Преобладают светло-серые до серых разности, плотные, иногда плитчатые, алевритистые, запесоченные. В породах встречаются углефицированные автохтонные растительные остатки, иногда пиритизированные. В таких случаях глины имеют темно-серый цвет и озерно-болотный генезис. Глины в подавляющей своей массе состоят из каолинита с незначительной примесью других глинистых минералов, а также содержат заметные содержания кварца и небольшие – других минералов. В морских фациях преобладают гидрослюдисто-каолинистые глины.

Вблизи источника сноса каолинит имеет довольно совершенную структуру, поскольку на большинстве дифрактограмм дублет  $1\bar{1}1$  и  $1\bar{1}\bar{1}$ , разрешен. Но уже на удалении 60 км (район Новомеловатского участка) от источника сноса дублет разрешен только на части дифрактограмм каолинитов. На удаленных разрезах нет отражений  $4,18$  и  $4,13 \text{ \AA}$  и других рефлексов серии  $hk$ , а минерал диагностируется по рефлексам –  $001$  и  $002$ . Это свидетельство дробления и измельчения кристаллов, разупорядочивания структуры каолинита при транспортировке и седиментации.

Средневзвешенное содержание каолинита в разрезах пород различных фаций подвержено значительным колебаниям. Оно наибольшее в старичных глинах, включающих органические остатки, где количество минерала от 75 до 95, в среднем

около 90 %. Здесь помимо терригенного имеется и аутигенный каолинит, образованный по биопленкам. В осадках смешанного озерно-болотного и аллювиального (старичного и пойменного) генезиса содержание каолинита варьирует от 60 до 90, составляя в среднем около 70 %.

В ритмично построенных пролювиальных образованиях преобладают пески разномзернистые, глинистые, переходящие в песчаные глины каолинитового состава. Содержание минерала в породах этого литотипа колеблется от 10 до 25 %, среднее около 15. При отмучивании в глинистой составляющей каолинита > 90 %/

Нерасчлененные аллювиальные отложения с часто чередующимися литотипами (песчаники кварцевые, от тонко-, до среднезернистых, с глинистым цементом, с прослоями каолинитовых глин) каолинита содержат от 5 до 50, в среднем 15 %. Нерасчлененные пролювиальные и аллювиальные русловые отложения включают пески от мелко- до грубозернистых, алевроитовые, местами сильно глинистые, до песчаных глин. Каолинита в породах этого литотипа от 5 до 20, в среднем около 12 %. В русловых аллювиальных фациях – пески кварцевые, крупно- и грубозернистые, переходящие в гравелиты. Содержание каолинита в них наиболее низкое – от 0 до 10%. В глинах опресненных лагун количество каолинита колеблется от 40 до 70, в среднем около 50 %, остальное приходится на иллит.

Литолого-фациальный анализ мамонской толщи показал, что вторичные каолины связаны с фациальным комплексом нерасчлененных делювиально-пролювиальных, озерно-болотных и пойменно-старичных отложений. Полученные результаты с учетом литологии и мощностей перекрывающих толщ является основой прогнозирования месторождений вторичных каолинов и последующей их разработки как открытым способом, так и методом скважинной гидродобычи.

## Литература

1. Савко, А.Д., Мануковский С.В., Шевырев Л.Т. Литология и полезные ископаемые мамонской песчано-каолиновой толщи Воронежской антеклизы // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. ун-та. – Вып. 53. – Воронеж, 2008. – 112 с.:
2. Савко А.Д, Мануковский С.В., Крайнов А.В., Корабельников Н.А. Милаш А.В. Вторичные каолины девона Воронежской антеклизы на примере месторождения Козинка // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2018. – № 2. – С. 20-28.

А.Д. Савко, Д.А. Дмитриев, В.А. Свиридов

Воронежский государственный университет, Воронеж

## ЦЕОЛИТ-КРЕМНИСТЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА МЕЛОВЫХ ПОРОДАХ ВОРОНЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Позднекайнозойская кора выветривания (КВ) развита на мел-мергельных породах меловой системы [1-4]. Она залегает вблизи дневной поверхности, а её распространение подчинено особенностям неоген-четвертичного рельефа, облекая его формы. Породы коры выветривания приурочены к водораздельным частям, где наблюдается уменьшение мощности образований в сторону склонов. Они разделены речными долинами и оврагами. КВ представляют собой опоковидную породу серовато-белого цвета, достаточно плотную с неровным изломом, на ощупь глинистую, имеет неслоистую текстуру и пелитоморфнозернистую структуру. Её мощность до 5-7 м. Контакт с материнским субстратом постепенный, устанавливаемый по изменению минерального состава карбонатных отложений верхнего мела. В различной степени выветрелая порода представляет собой карбонатно-глинисто-кремнистое образование с различным количеством цеолитов. В зависимости от степени выветрелости соотношение компонентов меняется в сторону уменьшения карбонатного вещества и увеличения остальных частей.

В основании КВ порода состоит из тонко сросшегося агрегата кальцита и микрочешуйчато-тонкодисперсного глинистого вещества. Карбонат преобладает - 40-70%, а содержание цеолит-глинисто-кремнистых минералов соответственно составляет 30-60 %. Цеолиты заполняют микротрещины и микропустоты в породе. Обломочный алевритовый материал составляет 5-10% и представлен обломками кварца, со следами физического дробления и химического выщелачивания.

Сами КВ сложены минералами кремнезема, глини, цеолитами и кальцитом. Снизу-вверх по разрезу количество  $\text{CaCO}_3$  и глинистых минералов уменьшается, а кремнезема и цеолитов возрастает.

*Кремнистые минералы* представлены: кварцем, кристобалитом, тридимитом опалом. Перечисленные минералы, кроме последнего, раскристаллизованы и представлены различными по форме кристаллами. Их количество изменяется в широких пределах - от 5 до 40%.

*Глинистые минералы* являются постоянной составной частью КВ, их содержание, в зависимости от степени выщелачивания, колеблется от 15 до 65% от объёма породы. По данным электронной микроскопии глинистая масса имеет пелитоморфную

микроструктуру, сложена монтмориллонитом и иллитом, фиксируемым по характерным рефлексам на дифрактограммах.

*Цеолиты.* Имеют призматическую форму зерен размером менее 10 микрон, распространены весьма неравномерно в породе, относятся к группе высококремнистых гейландита-клиноптилолита, определяются по рефлексам: 8.92-8.95, 3.96, 1.99 Å. Содержание клиноптилолита в нерастворимом остатке, увеличивается снизу-вверх по разрезу от первых до 70%.

Цеолит-кремнистый метасоматит формировался путем выщелачивания карбонатов из мел-мергельных пород, разложения глинистых минералов и при последующем выпадении кремнезема из растворов. Дополнительным источником служил биогенный силиций из растворенных скелетов диатомей и радиолярий. В случае залегания маломощных палеогеновых отложений на меловых породах, первые также выветривались. Это выражалось в монтмориллонитизации глин и цеолитизации песчано-глинистых образований палеогена.

В палеогеографическом плане после регрессии палеогенового морского бассейна и поднятия морской аккумулятивной равнины началось её расчленение широкими речными долинами. Морские отложения палеогена оказались приуроченными к водораздельным пространствам и широко развиты в пределах района работ. Они залегают на верхнемеловых, их мощность колеблется от первых до 30 м. В их составе выделяются киевские глины и кантемировские глинистые пески. Малые мощности и глубины залегания от поверхности обеспечивали хороший дренаж этих отложений и воздействие на карбонатные отложения поверхностных и подземных вод. Очень часто киевские и полтавские породы располагаются в карстовых полостях, образованных в карбонатных отложениях.

Вода имеет значение pH около 7, но его значение может меняться в КВ за счет растворения CO<sub>2</sub>, различных минералов, кислотообразующих газов из воздуха, а также при разложении гумусового вещества. Исходя из этого, создавались условия кислой среды, где происходило растворение карбоната кальция и аккумуляция нерастворимого остатка. Освободившейся кальций попадал в воду, где он накапливался и создавал условия увеличения щелочности среды. В результате происходило разложение глинистых минералов, а кремнезем в слабо щелочной среде приобретал подвижность. В участках приближения подземных вод к зонам разгрузки, где понижалось pH, кремнезем выпадал, образуя твердую фазу. Вначале она представлена аморфным опалом, который затем переходил в тридимит и кристобалит. Эти минералы в свою очередь достаточно быстро преобразуются в халцедон. За счет высвободившегося кремнезема, глинозема, калия, происходило образование высоко кремнистых цеолитов. При выщелачивании

карбонатного материала развивались карстовые процессы. Полости заполнялись выше лежащими палеогеновыми отложениями.

### Литература

1. Дмитриев Д.А., Савко А.Д., Жабин А.В. Сантонские отложения правобережья среднего течения реки Дон // Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып. 21. Воронеж, 2004. 104 с.
2. Чигарев А. Г., Савко А. Д. Кайнозойская кора выветривания Старооскольского района КМА // Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып. 63. Воронеж. 2011. 101 с..
3. Савко А.Д., Свиридов В.А. Позднекайнозойская кора выветривания междуречья Олым-Ведуга-Девича (Курская и Воронежская области) // Вест. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2015. № 4. С. 28-37.
3. Аскоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1973. 176 с.
4. Семенов В. П., Аскоченский Б. В., Селезнев В. Н., Семенов П. В. Геология кремнистых метасоматитов карбонатных пород верхнего мела КМА // Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1980. 84 с.

*А. Н. Сандула*

*ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар*

## КРУСТИФИКАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ПОРОД СКЕЛЕТНОГО ХОЛМА «ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ»

Нижнепермская органогенная постройка "Писанный камень" расположена в среднем течении р.Унья в правой заостровке одноименного острова. Она является наиболее представительным среди подобных образований верхней Печоры на Северном Урале. Основной выход, в котором можно проследить ход развития данной постройки, представляет собой ряд скал высотой до 15 м, протягивающийся на протяжении более 200 м по берегу реки. Породы массивные, их залегание можно проследить только по распределению ископаемых, согласно которому пласты стоят практически на головах. Наращивание разреза происходит сверху вниз по реке [1].

Породы в изученных разрезах представлены известняками. По составу структурных компонентов среди них выделяются обломочные, биокластовые, биоморфные, биогермные, микробиальные и биоцементные разности [2]. Во всех типах пород в том или ином количестве присутствуют крустификационные структуры. По интенсивности их проявления и морфологии данные структуры подразделяются на четыре типа: *биоцементные структуры, участки крустификации в биокластовых и обломочных известняках, инкрустации в пластинах палеооплизин и в изолированных полосах*

*неправильной формы.*

*Биоцементные структуры* представляют собой корочки крустификационного кальцита толщиной до 3,9 мм и более. Они занимают более чем половину всей породы, выступая в качестве связующего элемента. Форма кристаллов игольчатая, тонкопризматическая. Внутри крустификационных корочек присутствуют теневые продольные полосчатые текстуры. Ширина этих полос составляет от 0,3 до 0,5 мм. По мнению А. И. Антошкиной и Е. С. Пономаренко, биоцементные структуры были образованы в результате жизнедеятельности кальцимикробов. Свидетельствами данного предположения служат теневые текстуры и особенности геохимического состава призматического кальцита [3].

Второй тип крустификационных структур — *участки крустификации в биокластовых и обломочных известняках* — встречается в виде участков в биокластовых известняках размером от 0,5 до 1 м. Крустификации представляют собой цемент первой генерации и обычно образуются вокруг крупных пластинок мшанок или талломов филлоидных водорослей, являясь, таким образом, пленочным типом цемента. Толщина таких крустификационных пленок до 2-3 мм. Они сложены тонкопризматическими кристаллами кальцита без видимых теневых текстур. Цементом второй генерации на таких участках выступает яснокристаллический кальцит. Кроме того в остаточные поры были заполнены микрозернистым или микрокомковато-сгустковым материалом. Часто в таких полостях можно наблюдать ватерпасы.

*Инкрустации в пластинах палеоаплизин* наблюдаются в грубобиокластовых и биоморфных палеоаплизиновых известняках. У пластин с таким типом заполнения сохраняется первоначальная форма и система каналов, характерная для палеоаплизин и выполненные темным микрозернистым кальцитом (следы жизнедеятельности инкрустаторов). Ячеистая ткань, во всей видимости, могла быть выщелочена и выполнена тонкими (0,3—0,5 мм) крустификационными пленками, образующие в пластине причудливый сферолитово-узорчатый рисунок. Не исключено, однако, что такие пластины первоначально могли иметь арагонитовый состав, а ячеистая ткань была утрачена в результате перекристаллизации в эпигенезе.

*Инкрустации в изолированных полостях неправильной формы.* Такие образования могут наблюдаться в мелкобиокластовых, шламовых и микробиальных известняках. Инкрустированные полости имеют извилистые очертания и небольшой размер: длина полостей до 1-1,5 см, толщина до 0,3 мм (рис. 3.3.6). Эти полости могут быть свободно ориентированы в пространстве и не к чему не привязаны, либо облекать крупные органические остатки. Инкрустация этих полостей происходила от их края к середине. Кальцит внутри полостей представлен тонкопризматическими зернами,

ориентированными перпендикулярно внешней границе полостей. Теневые текстуры в них не наблюдаются. Судя по форме полостей и их расположению в породах можно предположить, что они являются остаточными полостями от мягкотелых организмов и (или) следов их жизнедеятельности.

Таким образом, крустификационные структуры в отложениях нижнепермского скелетного холма весьма разнообразны. Механизмы их образования в каждом отдельном случае были различны.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.

### Литература

1. Сандула А. Н. Геологическое строение массива «Писаный камень», р. Унья, Северный Урал // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 136-137.
2. Сандула А. Н., Хомутинников С. Н. Литология нижнепермского скелетного холма «Писаный камень» (р. Унья, Северный Урал) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и её складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 190-192.
3. Антошкина А. И., Пономаренко Е. С. Биоиндуцированная крустификация как реакция позднекаменноугольно-раннепермских рифовых экосистем на изменения биосферы // Становление скелета у различных групп организмов и биоминерализация в истории Земли. Москва: ПИН РАН, 2014. С. 44—62.

*К.М. Седаева, Р.Н. Курбанов, Т.А. Янина, С. Чэнь*  
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

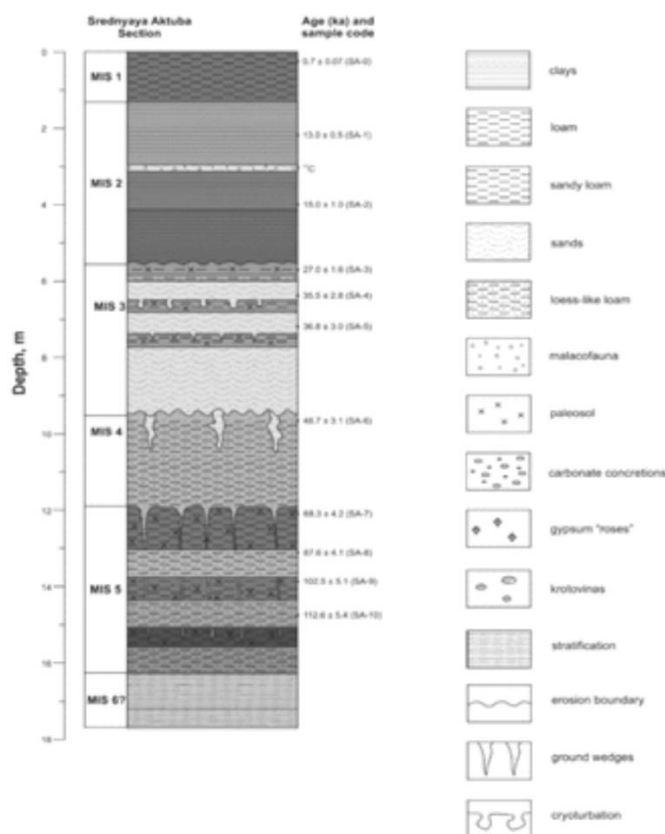
### О ПОЛИФАЦИАЛЬНОСТИ ЛЕССОВЫХ ПОРОД НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА СРЕДНЯЯ АХТУБА)

Лессовые отложения широко развиты в Нижнем Поволжье и представлены, в основном, лессовидными породами желтовато-палевого цвета в виде мощной (15-17м) толщи однородного строения с вертикальной отдельностью и обваливающейся отвесными стенками (что характерно для типичных лессов). Разрез «Средняя Ахтуба» является опорным, ключевым разрезом лессовых отложений, относящихся к ательской свите верхнего плейстоцена ( $Q_{III}^{at}$ ), отвечающей разным морским изотопным стадиям



(МИС), охватывающим интервал от МИС-3 до МИС-5. Они залегают между морскими нижнехвалынскими ( $Q_{\text{п}hv1}$ , МИС-2) и верхнехазарскими отложениями ( $Q_{\text{п}hz2}$ , МИС-6) разного (аллювиального, озерно-аллювиального и морского) генезиса (Рис.).

В кровле  $Q_{\text{п}at}$  залегают алевролиты лессовидного облика, с незначительной примесью тонко-, мелкопесчаной и глинистой фракций, нечетко тонко-волнисто-слоистые, представляющие собой пойменную фацию аллювия. Ниже по волнистой поверхности они переходят в пачку (1,5 м) русловых песчаников мелко-среднезернистых, с единичными зернами крупной фракции (в виде глинистых агрегатов). Далее вниз по разрезу залегают толща (3,5 м) нетипичных опесчаненных лёссов со слабым почвообразованием в их кровле. Под лёссовой толщей залегают серия (I-IV) палеопочвенных горизонтов: **I** – это хорошо проработанная, мощная почва сизовато-серого цвета, с неровной (разбитой морозными клиньями и трещинами) границей, сформированная в озерно-пойменных условиях по тонко-песчано-алеврито-глинистым породам лессового облика; **II** – палеопочва, развитая по осадкам мелководного морского бассейна с застойными условиями, характеризующаяся



**Рисунок.** Схема строения разреза «Средняя Ахтуба» у г. Волжск толщи лессовых пород, расслоенных погребенными почвами и их фрагментами.

насыщенным серо-коричневым цветом и сильнее гумусирована (чем I), разбита морозными клиньями и трещинами вплоть до нижележащего почвенного горизонта; **III** – палеопочва, сформированная по маломощным (0,1-0,15м) алевропелитам и глинистым алевролитам озерно-аллювиального генезиса; **IV**–палеопочва, развитая по верхнехазарским отложениям, представленным алевропесчаниками тонкозернистыми, с глинистыми и алевроитовыми прослоями лиманно-морского генезиса с редкими остатками створок раковин *Cardium* sp. **Таким образом,** накопление лессовых пород ( $Q_{III\ at}$ ) разных фаций и генезиса (*аллювиального, озерно-аллювиального, золотого, реже делювиально-аллюви-ального*) происходило в долине рек Волги и Ахтубы и оно совпало с калининской фазой валдайского оледенения, о чем свидетельствуют многочисленные следы мерзлотных процессов и псевдоморфозы по ледяным клиньям, развитые по всей толще лессовидных пород от кровли до подошвы. Отличительным моментом в истории их развития является затопление водами раннехвалынского морского бассейна и они находились под толщей морских вод с соленостью 7-12‰, что обусловило появление участков сильного засоления с образованием в них карбонатных и гипсовых конкреций, хотя грунтовые воды залегают глубоко (на глубине 20-30м).

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

*В.М. Сорокин*

*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

1. Карбонаты в Черном и Каспийском морях являются неотъемлемой частью позднечетвертичных осадков. Их содержание колеблется в широких пределах от менее 10% до более 90%. Максимальная карбонатность свойственна ряду участков шельфов, где голоценовые осадки слагаются раковинами и детритом моллюсков и/или пелитоморфным кальцитом (восточный шельф Южного Каспия), а также глубоководным впадинам морей, где отложились кокколитовые илы или позднеплейстоценовые известковые и мергелеподобные илы.
2. Карбонаты в осадках представлены различными генетическими типами: биогенным, хемогенным (седиментогенным), диагенетическим, терригенным. *Биогенные* карбонаты образуют преимущественно голоценовые ракушняки на северо-западном и керченско-таманском черноморском шельфе, северном, восточном каспийском шельфе, которые состоят из остатков морских, солоноватоводных и пресноводных, главным образом,

пелеципод, с разной примесью песчано-глинистого материала. В глубоководной впадине Черного моря самые молодые надсапропелевые осадки образованы остатками морских кокколитофорид. Минералогически карбонатный материал сложен кальцитом и арагонитом. *Хемогенные* карбонаты занимают почти весь восточный шельф Южного Каспия, отдельные прослои в толще глубоководных каспийских мангышлакских илов, в толще голоценовых сапропелевых и доголоценовых новоевксинских илов. Это глинистые высококарбонатные пелитоморфные осадки с содержанием  $\text{CaCO}_3$  50-75%, состоящие из кристаллического кальцита и арагонита (Черное море) и высокомагнезиального кальцита (Каспийское море). К разновидности хемогенных карбонатов в Каспийском море можно отнести оолиты, равиты на восточных мелководьях Южного и западных мелководьях Среднего Каспия, также сложенные высокомагнезиальным кальцитом. *Диагенетические* карбонаты представлены карбонатными корками, залагающими на поверхности дна мелководных участков каспийского шельфа и в толще осадков. Это литифицированные образования, сцементированные кристаллическим высокомагнезиальным кальцитом. Диагенетическое просхождение имеют и рассеянные в толще изученных осадков редкие ромбические кристаллы кальцита и доломита. *Терригенные* карбонаты наиболее распространены в песчано-алевритовых фракциях осадков в районах развития на суше известковых пород. Они представлены обломками разнообразных известняков и могут составлять основную долю карбонатного вещества.

3. Разнообразие генетических форм карбонатного материала и в целом процесса карбонатакопления определяются специфическими условиями осадконакопления и их эволюцией на протяжении послеледникового времени и голоцена.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ проект № 18-05-00684 и в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

*В.Н. Староверов*

*АО «НВНИИГГ», Саратов*

## ТИПЫ ДЕЛЬТ БОБРИКОВСКОГО ВРЕМЕНИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ УРАЛЬСКОЙ НГП

На территории Волго-Уральской НГП среди бобриковских отложений широко распространены фации подводных дельт. В южной части провинции они образуют мощный дельтовый пояс, который характеризуется сложным внутренним строением и наличием ряда линейных песчаных тел мощностью до 100 м. До настоящего времени

остаётся проблемным вопрос об общих закономерностях формирования дельтового комплекса и о типизации песчаных тел в его структуре. Это во многом ограничивает возможности планомерного научного прогноза для открытия новых месторождений УВ в бобриковских отложениях.

В настоящее время классификация дельт основывается на двух базовых параметрах: геометрия *песчаных тел*, которая отражает условия влияния на осадконакопление флювиальных и морских процессов; *последовательная смена фаций* в разрезах - функция направленности в развитии морского бассейна.

**Дельты с преобладающим речным стоком (лопастной тип)** приурочены к тыловой зоне дельтового комплекса и образовывались в период относительно высокого уровня моря, унаследованного от радаевского времени. Они граничат с аллювиально-озерной равниной, северо-западная граница которой трассируется вдоль основания склонов Южно-Татарского и Жигулевского сводов.

В строении собственно дельтового комплекса выделяется три изолированных авандельты, самая крупная из них была связана с рекой, протягивавшейся от Сокской седловины до Мухано-Ероховского прогиба. В результате сформировался дельтовый ковш с аномально высокими значениями толщин, достигающими 90 – 102 м. *Нижнюю* часть разреза составляют песчаники среднезернистые и крупнозернистые, глубоко врезающиеся в постилающие отложения. *Средние* интервалы представлены вторым монолитным пластом песчаников мелко-, среднезернистых. Таким образом, структура песчаных пород убывает вверх по разрезу. *Венчает* разрез пачка алевро-глинистых пород с углефицированными растительными остатками (фации отмирающей дельты).

**Дельта, подверженная волновым воздействиям (арочный тип)**, распространена в контурах Мухано-Ероховского прогиба, формировалась на фоне падения уровня моря и отличается геометрией песчаного тела. Проградация дельты на юго-восток произошла в результате развивающейся регрессии. Был сформирован новый депоцентр с максимальными толщинами до 70 м в осевой части прогиба. Обломочный материал перемещался волновыми процессами, что привело к трансформации геометрии песчаного тела и существенному увеличению площади дельтового седиментогенеза. Вертикальная последовательность фаций *начинается* с алевро-глинистых отложений продельты с мелкой градиационной слоистостью. *Выше* располагаются отложения фронта дельты, представленные песчаниками с пачками (до 7 м) переслаивания глин и алевролитов. Первичные текстуры нарушены биотурбациями и процессами подводного оползания. *Разрезы венчаются* алевро-глинистыми породами и углистыми аргиллитами с прослоями угля. Характерны «ленточная» слоистость, вкрапления каолинита, интенсивная биотурбация (вплоть до образования слоев «перемешивания»). Фация

отмирающей дельты.

**Дельты прорыва.** Южная граница дельты с волновым воздействием совпадала с северным склоном Бобровско-Покровского вала, который препятствовал дальнейшему массовому распространению песчаного материала. Гипсометрически выраженный барьер Бобровско-Покровского вала исключал масштабное перемещение через него песчаных осадков, но периодически возникали условия, благоприятные для локального прорыва осадочного материала в юго-восточном направлении. Перемещение осадков происходило в субдельтах прорыва, проникающих глубоко внутрь литоральных и мелководно-морских обстановок. В осевой части проток сформировалось мощное песчаное тело, прорезавшее алевро-глинистые отложения фронта дельты.

В основании разреза залегает пачка темно-серых аргиллитов с углефицированным растительным детритом и биотурбациями крузиановой ихнофаии (*Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Rosselia*, реже *Skolithos* и *Planolites*). Фация **продельты**.

Основная часть песчаной залежи состоит из песчаников средне-, мелкозернистых с крупным растительным детритом и подводно-оползновыми текстурами. Размерность зерен увеличивается вверх по разрезу от 0,15 до 0,5 мм. Обнаружены интракласты песчаников, содержащих разорванные ризокреции, что свидетельствует об интенсивной эрозии при преодолении природного барьера.

Верхний элемент последовательности (стадии отмирающей дельты) характеризуется преобладанием глинистых пород. Периодически осадконакопление происходило в субаэральных условиях, что доказывается наличием горизонтов почвообразования с ризолитами и прослоями углей.

Изучение строения бобриковского дельтового пояса показало: формирование фациального профиля происходило в результате проградации дельты на юго-восток на фоне понижения уровня моря; три типа дельт отличаются структурами вертикальной фациальной последовательности; важным фактором, определяющим сценарий палеогеографического развития региона, являлось его тектоническое строение.

*И.Е. Стукалова*

*Геологический институт РАН, Москва*

## УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ РАН: ИСТОРИЧЕСКИЙ АСПЕКТ И СОВРЕМЕННЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ

С 1945 года член-корреспондент АН СССР Ю.А. Жемчужников стал работать в Геологическом институте АН СССР в г. Москве и возглавил коллектив сотрудников

института, которыми активно внедрялся в исследования фациальный метод изучения угленосных толщ. Это дало ощутимый вклад в теоретические исследования и разработку нового генетического подхода к изучению осадочных комплексов. В.С. Яблоковым, П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой были продолжены работы в этом направлении с разработкой и детализацией понятий генетический тип, фация и формация [1].

Под руководством Ю.А. Жемчужникова, коллективом сотрудников Геологического института АН СССР (В.С. Яблоковым, Л.И. Боголюбовой, Л.П. Нефедьевой и другими), впервые были начаты работы по комплексному углепетрографическому и литолого-фациальному изучению угольных пластов и угленосных толщ, на примере ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна, теперь одного из главных угольных бассейнов страны [2].

В результате работ по углепетрографическому изучению углей и палеогеографических обстановок накопления угольных пластов среднего карбона Донбасса были выяснены особенности структуры вещества углей и степень разложения гелифицированного вещества, что было положено в основу генетической классификации углей, сначала Донецкого бассейна, а потом и других.

П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой были выделены четыре типа структур вещества углеобразующих микрокомпонентов: телинитовая, посттелинитовая, преколлинитовая и коллинитовая, и прослежена закономерная приуроченность углей определенной структуры к различным обстановкам осадконакопления. Далее была предложена и разработана классификация углей, которая получила международное признание [3]. Предложенная генетическая классификация гумусовых углей Международным комитетом по петрологии углей была принята как Система Геологического института АН СССР, Москва (сокращенно ГИМ), она частично вошла во второе издание Международного словаря по петрологии углей.

В настоящее время Международный комитет по петрологии углей продолжает работы по стандартизации углепетрографических описаний, по совершенствованию классификаций микрокомпонентов и развитию количественных методов исследования углей и рассеянного органического вещества. Одной из задач угольной петрографии продолжает оставаться получение таких объективных количественных характеристик, как процентное содержание микрокомпонентов угля и значения величин их отражения [4, 5].

Такие исследования проводятся с целью усовершенствования и стандартизации методик измерений величин отражения витринитов и других микрокомпонентов (мацералов) углей, что необходимо для определения степени метаморфизма углей и рассеянного органического вещества в осадочных комплексах для решения различного рода геологических задач [6].

Исследования в ГИН РАН были комплексными и многоплановыми, часто имели прикладное значение, и не потеряли актуальности в настоящее время.

Углететрографические исследования проводят под поляризационным микроскопом при увеличениях 90-600 раз в проходящем и отраженном свете. В проходящем свете в основном изучают структуру и определяют состав микрокомпонентов. Исследования в проходящем свете проводят с целью идентификации микрокомпонентов, подсчета количества мацералов, выяснения структуры гелефицированного вещества, определения качества углей, а также фациальных условий осадконакопления.

В отраженном свете в масляной иммерсии определяют величины отражения микрокомпонентов. В отраженном свете используют и люминесценцию для определения мацералов группы липтинита, битумов, нефти.

Углететрографические методы исследования органического вещества углей и органического вещества, рассеянного в осадочных породах продолжают оставаться актуальными и широко используются в нефтяной геологии и литологии. Они необходимы при определении ГЗН и ГЗГ в осадочных комплексах. Они также используются для решения экологических проблем и многих геологических задач [7, 8].

## Литература

1. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР, Москва: Наука, 1980, стр. 96-109.
2. Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. М., Изд-во АН СССР, 1960, 399 с.
3. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука. 2006. 204 с.
4. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Заседания комиссий Международного комитета по петрологии углей // Литология и полезные ископаемые, 1973, № 3, стр. 154-157.
5. Стукалова И.Е. 7-ая Европейская угольная конференция // Литология и геология горючих ископаемых, из-во УГГУ, Екатеринбург, 2009, Вып. III (№19), стр. 382-383.
6. Стукалова И.Е. Измерения величин отражения витринитов на оптико-электронном комплексе МСФУ-ЭВМ // Геология угольных месторождений, из-во УГГГА. Екатеринбург. 1997, №7, стр. 203-213.
7. Цеховский Ю.Г., Япаскурт О.В., Стукалова И.Е. Седиментогенез в мезозойско-кайнозойских континентальных рифтах Центральной Евразии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 78 – 86.
8. Цеховский Ю.Г., Балувев А.С., Стукалова И.Е., Корнева Р.Г. Седиментогенез в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах. М.: ГЕОС. 2018. 168 с.

О.Г. Сухова

ООО «НК «Роснефть» - НТЦ», Краснодар

## ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АРТИНСКОГО ЯРУСА ЛАБАГАНСКОГО И НАУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Артинский ярус является основным объектом разработки Лабаганского и Наульского месторождений, приуроченных к валу Сорокина Тимано-Печорской провинции. Продуктивный пласт охарактеризован керном в 9 скважинах. Комплекс литологических исследований включал в себя рентгенофазовый анализ (как общего состава породы, так и пелитовой фракции), гранулометрический анализ (с использованием лазерного анализатора и ситового метода). Помимо этого, измерена общая карбонатность объемным методом (раздельное содержание кальцита, доломита и нерастворимого остатка). Проведено послойное детальное описание кернового материала с выделением слоев, их мощности и контактов, а также петрографический анализ шлифов. Кроме того, на образцах выполнены палеонтологические исследования фауны, спор и пыльцы.

Артинские отложения имеют сложный и литологически неоднородный состав. В ходе исследований установлено, что разрез условно можно разделить на 2 зоны: кровельную и подошвенную. В кровельной части отложения представлены переслаивающимися силицитами, спонголитами, известняками и алевролитами. Границы между породами эрозионные и отчетливые, реже переходы постепенные. Вниз по разрезу наблюдается уменьшение содержания кремнистой и карбонатной составляющих, существенно увеличивается доля алевролитов. В подошве пласта залегают мергели и послойно известковистые аргиллиты. Наибольший практический интерес представляет собой кровельная часть разреза, в связи с чем детально изучался каждый литотип артинского яруса. Процентное соотношение литотипов в каждой скважине различно, нередко один литотип содержит включения другого.

Микроскопическому изучению подлежали породы кремнистого состава – силициты. Установлено, что в ряде образцов среди биокластового материала преобладают кремнистые спикулы губок (более чем на 50 %). Следовательно, такие силициты относятся к спонголитам. Растворение кремнистого материала спикул губок привело к образованию молд и увеличению пористости (до 35 %).

В результате петрографического анализа известняков выделено два типа пород: неравномерно кристаллические и биокластовые, а также вторичные, образованные в результате растворения спикул губок и последующей кальцитизации. Содержание пор



во вторичных известняках достигает 25 %, по своим петрофизическим свойствам они близки к спонголитам. Для кристаллических и биокластовых разностей выявлены неявнослоистая и пятнистая текстуры, обусловленные неравномерным распределением компонентов породы.

Алевролиты в разрезе артинского яруса неравномерно глинистые и карбонатизированные, в отдельных разностях присутствует и кремнистый цемент. Отложения обогащены биокластовым материалом. Породы часто косослоистые за счет послойного распределения компонентов, крупного биокластового материала, а также намывов кремнистого (в том числе спикул губок) и глинистого материала. В алевролитах выделены прослой спонголита, включения силицита и редко известняка.

По проведенным литологическим исследованиям кернового материала и микроскопическому изучению шлифов, можно предположить, что отложения артинского яруса накапливались в условиях открытого мелководного шельфа с изменчивой придонной гидродинамикой.

Особенностью артинских отложений можно считать сочетание «классических» коллекторов (представленных алевролитами) с коллекторами, образованными в результате растворения спикул губок с последующей кальцитизацией и силицитов-спонголитов. Замеренные значения пористости и проницаемости на стандартных образцах по пласту Р<sub>1аг</sub> представлены в таблице.

Таблица

Значения К<sub>п</sub> и К<sub>пр</sub> по основным литотипам Р<sub>1аг</sub>

| Литотипы            | К <sub>п</sub> сред, % | К <sub>пр</sub> , сред, |
|---------------------|------------------------|-------------------------|
| Спонголит           | 25,7                   | 14,4                    |
| Силицит             | 1,2                    | 1,8                     |
| Известняк           | 3,1                    | <1                      |
| Известняк вторичный | 24,4                   | 7,2                     |
| Алевролит           | 18,5                   | 14,2                    |

В разрезе пласта широко развиты трещиноватые зоны, приуроченные к пропласткам силицитов, реже к известнякам. Крупные трещины ориентированы преимущественно вдоль оси керна, часто по ним наблюдаются примазки УВ. По данным ГДИС значения проницаемости достигают 1490 мД. Эти трещины соединяют нефтенасыщенные породы. Исходя из литолого-петрофизического анализа, с учетом гидродинамической проницаемости, отложения артинского яруса можно охарактеризовать как высокопористый и высокопроницаемый коллектор.

При анализе нефтенасыщенности пород-коллекторов видно высокое насыщение

спонголитов и вторичных известняков. Данные литотипы интенсивно нефтенасыщены, в породах присутствует резкий запах УВ, в то время как у алевролитов насыщение послойное, что ярко выражено в УФ свете.

Таким образом, наибольший потенциал добычи из артинских отложений связан со спонголитами и вторичными известняками. Именно эти типы пород характеризуются наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами.

### Литература

1. Ежова А. В. Литология. Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2009. 336 с.
2. Максимов Е.М. Нефтегазовая литология. Тюмень: ТИУ, 2016. 353 с.
3. Квеско Б. Б., Квеско Н. Г. Физика пласта. Москва-Вологда: Инфра-Инженерия, 2018. 228 с.
4. Гудок Н. С., Богданович Н. Н., Мартынов В. Г. Определение физических свойств нефтеводосодержащих пород. Москва: Недра, 2007, 592 с.

Е.М. Тесакова<sup>1,2</sup>, Я.А. Шурупова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup>ГИН РАН, Москва

### ОСТРАКОДОВЫЙ АНАЛИЗ И ЕГО ВКЛАД В УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Есть три причины, по которым ракушковые раки являются наиболее предпочтительной группой для палеоэкологических реконструкций: 1) встречаются в любом водоеме от пресных вод и влажных наземных обстановок до рапы Мертвого моря и биотопов черных курильщиков; 2) обладают высочайшей чувствительностью к изменениям среды, что сразу отражается на таксономической, количественной и возрастной структуре их сообществ; 3) их онтогенез лишен планктонной стадии, поэтому расселение в морях не зависит от течений и строго контролируется экологическими условиями [1 и др.]. Скелеты остракод хорошо сохраняются в ископаемом состоянии (с кембрия), а их микроскопические размеры и высокое обилие в породах позволяет использовать статистические методы. Качественный и количественный анализы распределения остракод по разрезам и анализ возрастной структуры их комплексов позволяют весьма детально реконструировать палеообстановки – глубину, соленость, освещенность, трофность и др. [2].

1. Расчет абсолютной палеоглубины основан на измерении *кривизны глазных бугорков* (ГБ) остракод, которая на шельфе прямо пропорциональна росту глубины и снижению освещенности дна [3, 4]. На континентальном склоне ГБ постепенно уменьшаются, и полностью исчезают ниже отметки 600 м [5].

2. В комплексах шельфовых остракод с увеличением глубины возрастает и процентная доля таксонов с ГБ, что позволяет реконструировать относительную глубину и колебания уровня палеоморя [6].

3. Вариации соотношения размерных кластеров остракод отвечают относительному увеличению/уменьшению глубины, как на верхней, так и в нижней сублиторали. Крупный размерный кластер остракод (в юре имевших раковину длиной 0,48–1,2 мм) ценотически связан с биотопом макрофитов. Мелкий размерный кластер (в юре 0,25–0,35 мм), объединяющий преимущественно детритофагов, присутствует на всех глубинах, но в сообществах нижней сублиторали его доля резко возрастает. Т.о., верхняя сублитораль прекрасно отбивается по высокому содержанию в комплексах ( $\approx 70$ –90%) крупнораковинных остракод [2].

4. Анализ разнообразия (Р) и численности (Ч) позволяет оценить относительную глубину в пределах верхней сублиторали, где Р снижается по направлению к берегу и растет с глубиной. Обилие экземпляров также возрастает с глубиной, но может стать высоким и в прибрежной зоне за счет доминантов и высокой смертности молоди [2 и др.]. На нижней сублиторали увеличение глубины уже никак не сказывается на структуре бентосных сообществ остракод, и кривые Р и Ч, практически, стабильны во времени. Метод требует обязательного контроля трофности и солености: повышение первой, как и снижение второй приводит к низкому Р на фоне высокой Ч [1, 2, 7 и др.].

5. Появление в разрезе остракод-космополитов (ОК) означает выравнивание палеоэкологической обстановки на большой территории при трансгрессиях [7, 8 и др.]. Мелкоразмерные ОК приходят с трансгрессией, обеспечившей глубину нижней сублиторали. ОК верхней сублиторали могут расселяться только в ее пределах – превышение такой глубины является для них непреодолимым барьером (нет планктонной стадии) [2].

6. Анализ распространения по разрезам таксонов-индексов различных палеообстановок и соотношение их доминирования позволяет судить об изменении тех, или иных факторов среды [7, 9 и др.]. Такие виды выявляются путем сопоставления доминирующих остракод с заведомо известными обстановками.

7. В некоторой мере об относительной глубине бассейна и близости берега можно судить по характеру грунтов и морфологии раковин остракод, связанных с ними (морфофункциональный анализ). Ракушковые с каменистых, галечных или песчаных грунтов прибрежья (супралитораль, литораль, первые м сублиторали) крайне редко встречаются в ископаемом состоянии [1 и др.]. Скульптура остракод с верхней (песчано-илистые грунты) или нижней (илы) сублиторали, в целом, отвечает либо первому, либо второму типу осадка.

8. Поскольку с освещенностью дна напрямую связаны биотоп макрофитов (высокий % крупноразмерных остракод) и размер ГБ остракод, о ней можно судить, опираясь на вышеперечисленные методы реконструкции палеоглубин.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий 0135-2018-0036 (ГИН РАН), АААА-А16-116021660031-5 и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ), при частичной поддержке РФФИ 18-05-00501.

### Литература

1. *Шорников Е.И., Зенина М.А.* Остракоды как индикаторы состояния и динамики водных экосистем (на примере залива Петра Великого Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 2014. 334 с.
2. *Tesakova E.M., Shurupova Ya.A.* Ostracod analysis of the Callovian and Lower Oxfordian deposits of the Mikhailovtsement section (Ryazan region): methods and results // *Paleontol. J.* 2018. V. 52. Suppl. № 13. P. 1547–1568.
3. *Kontrovitz M., Myers J.H.* Ostracode eyes as paleoenvironmental indicators: Physical limits of vision of some podocopids // *Geology*. 1988. V. 16. P. 293–295.
4. *Puckett T.M.* Absolute paleobathymetry of Upper Cretaceous chalks based on ostracodes – Evidence from the Demopolis Chalk (Campanian and Maastrichtian) of the northern Gulf Coastal Plain // *Geology*. 1991. V. 19. p. 449–452.
5. *Benson R.H.* Estimating greater paleodepths with ostracodes, especially in past thermospheric oceans // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1984. V. 48. P. 107–141.
6. *Карпук М.С.* Остракоды верхнего баррема – апта Горного Крыма: стратиграфическое значение и палеоэкология. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2016. 24 с.
7. *Захаров В.А.* Тафономия и палеоэкология морских беспозвоночных. Учебное Пособие. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1984. 78 с.
8. *Невеская Л.А.* Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 501 с.
9. *Невеская Л.А.* Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: Наука, 1998. 503 с.

*М.А. Тугарова, Е.Н.Максимова*

*ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург*

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ НА ПРИМЕРЕ АКТИВОВ ПАО «ГАЗПРОМ НЕФТЬ»

Термин «фация» был и остается как одним из самых популярным в геологии, так и одним из самых неоднозначным в понимании. В одном из современных учебных

пособий по фациальному анализу приводится 37 определений фации [1]. Г.Ф. Крашенинников на протяжении всей своей профессиональной деятельности уделял большое внимание истории и современному состоянию понятия «фация», постоянно указывая на практическое значение фациального анализа при поисках полезных ископаемых [2, 3].

В настоящее время фациальный анализ является обязательной процедурой при построении концептуальных и 3D геологических моделей нефтяных месторождений. Доля карбонатных резервуаров в активах нефтяных компаний неуклонно возрастает, а фациальный анализ этих объектов, как правило, вызывает большие трудности по сравнению с терригенными. По-видимому, это обусловлено несколькими основными причинами:

1. Для терригенных осадочных образований значительную информацию о генезисе дают седиментационные текстуры (прежде всего разные типы слойчатости), которые позволяют выделять фации по макроскопическим признакам. Для карбонатных отложений наиболее характерны массивные текстуры, не указывающие прямо на литодинамические особенности среды.

2. Компонентный состав карбонатных отложений часто не распознается макроскопически, а отдельные компоненты (например, единичные фрагменты крупной фауны) могут только сбивать с верного пути.

3. Карбонатные породы метастабильны по минеральному составу, вторичные процессы в большей степени, чем для терригенных пород «затушевывают» первичный состав и структуры пород.

4. Карбонатные породы «эволюционировали» с развитием жизни на планете, поэтому при генетической интерпретации карбонатных разрезов приходится с большой осторожностью использовать принцип актуализма.

5. Используемые в настоящее время «методы цифровизации» (нейронные сети, машинное обучение и др.) в обработке изображений шлифов карбонатных пород показывают неудовлетворительные результаты.

В результате построение литолого-седиментационных моделей карбонатных резервуаров часто проводится на качественном уровне, выделение числовых объективных признаков, отражающих литотип или фацию, приводятся редко, в результате подобные модели часто формальны, не несут информативной нагрузки в геологических моделях, а их качество во многом определяется уровнем подготовки геолога.

В ООО «Газпромнефть НТЦ» разработан стандартный алгоритм фациального анализа карбонатных резервуаров, основанный на числовых петрографических данных,

при необходимости дополняемых другой аналитической информацией.

В современных учебниках по литологии и нефтегазовой литологии, используемых в ведущих ВУЗах страны и ставших уже классическими [4, 5,6] справедливо указывается, что главным генетическим признаком карбонатных пород является структура, она же наравне с вторичными преобразованиями в значительной степени контролирует фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов. Числовой шаблон предусматриваем детальную характеристику форменных элементов пород, количественное содержание микрита, цемента. Количественно оцениваются вторичные процессы и генетические типы пористости. Общее количество измеряемых параметров для разных структурных типов карбонатных пород более 50.

Подобный подход впервые был предложен во ВНИГРИ [7]. Современные возможности компьютерных технологий позволяют широко использовать числовые форматы характеристики вещественно-структурных признаков пород в процедурах формализованного описания неоднородностей резервуара, обусловленных литологическими особенностями пород продуктивных пластов.

Цель разработанной методики - упростить и оптимизировать выделение фаций карбонатных отложений на основе числовых петрографических данных и одновременно установить корреляцию вещественных признаков пород с их фильтрационно-емкостными свойствами.

### Литература

1. Ожигибесов В.П. Учение о фациях. [Электронный ресурс]: программа, метод. Рекомендации и контр. Задания для студентов и аспирантов геол. ф-та. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2017 – 17,5 Мб – Режим доступа: <https://elis.psu.ru/node/470122>
2. Крашенинников Г.Ф. Фации, генетические типы и формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. №8. С. 3–13.
3. Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. Учебное пособие. М.: Высшая школа, 1971. 368 с.
4. Кузнецов В.Г. Литология природных резервуаров нефти и газа: Учеб. для вузов. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. 260 с.
5. Кузнецов В.Г. Осадочные горные породы и их изучение: Учебн. пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
6. Фролов В.Т. Литология: Учебн. пособие. М.: Изд-во МГУ. Кн. 2, 1993. 432 с. Кн. 3, 1995. 352 с.
7. Методические рекомендации по изучению и прогнозу коллекторов нефти и газа сложного типа / Под ред. М. Х. Булач, Л. Г. Белоновской. Л.: ВНИГРИ, 1989. 103 с.

П.А. Фокин<sup>1</sup>, Е.М. Тесакова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup>ГИН РАН, Москва

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ТАВРСКОЙ СВИТЫ В ОБНАЖЕНИИ «ОРЛОВКА» (ЮЗ КРЫМ)

Обнажение «Орловка» расположено в береговых клиффах близ одноименного поселка, непосредственно к северу от устья р. Кача, в 2 км от стратотипа нижних горизонтов (верхний мэотис – нижний понт) таврской свиты «Любимовка» [1, 2]. В разрезе «Орловка» обнажаются более высокие уровни таврской свиты; по схеме М.Ф. Веклича [1], они могут относиться к крыжановскому(?) горизонту верхов плиоцена; по схеме А.В. Кожевникова и Н.Н. Найдиной [3], они отвечают пограничным отложениям любимовской и орловской подсвит верхнего понта.

В нижней части орловской подсвиты можно выделить четыре (лито)стратиграфических интервала, различающихся составом отложений и их строением, что позволяет восстановить обстановки их накопления (Рис.).

Нижний интервал (I) представлен выполнением эрозионных врезов в пачку красно-коричневых песчано-алевритовых глин. Первый врез, глубиной около 2 м (Рис. Ia), выполнен истончающимися вверх, преимущественно косослоистыми песками и песчаниками, с тонким ярко-красным почвенным прослоем в верхней половине. Второй врез (2,3-2,4 м), в 60 м к северу от первого (Рис. Ib), выполнен тремя сериями красновато- и коричневатожелтых, алевритистых глин и глинистых песков, с тонкой параллельной, близ бортов вреза расходящейся слоистостью. Соотношение между сериями эрозионное. В породах содержатся железо-марганцевые выделения (ЖМВ) типа ортштейна и отдельные прослойки, обогащенные остатками преимущественно ювенильных остракод. Во второй серии встречены тонкие хлопья порошкового малахита – псевдоморфозы по растительному детриту. Отложения первого вреза имеют аллювиальное происхождение, а заполнение второго вреза, вероятно, более древнего – лиманное.

Отложения интервала II (2-3 м) с размывом лежат на выполнении второго вреза и более древних породах – между врезами. Коричневато-желтые глинистые пески, истончающиеся вверх, образуют две серии с крупной косой слоистостью боковой аккреции; подошва нижней полого поднимается в северном направлении, а в ее кровле частично сохранилась красновато-бурая палеопочва. В северной части имеется неглубокий врез с галечно-гравийно-песчаным заполнением. Породы насыщены обызвествленными остатками корней, ЖМВ; в низах серий редкие прослойки со





проградационное строение моласс и согласно с представлениями о синорогенном режиме накопления таврской свиты [4].

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А18-118081590066-1 и АААА-А16-116033010096-8 (МГУ), 0135-2018-0036 (ГИН РАН), при частичной поддержке РФФИ 18-05-00495.

### Литература

1. *Веклич М.Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова Думка, 1982. – 202 с.
2. *Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А., Садчикова Т.А., Коваленко В.А., Люльева С.А.* О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12, № 5, стр. 96-106.
3. *Кожевников А.В., Найдина Н.Н.* Таврская свита Юго-Западного Крыма //Бюлл. МОИП. отд. геол., 1983, Т.58, вып. 6, стр. 105-120.
4. *Семенов В.Н.* Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геол. журнал. 2003. № 2. с. 31-58.

*Т.Н. Хераскова, М.П. Антипов*  
 ГИН РАН, Москва

## ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО–СРЕДНЕГО КАРБОНА

Составлена фациальная карта башкирского яруса Прикаспийской впадины и Туранской плиты; реконструирована последовательность тектонических событий и седиментационных процессов в ранний– поздний башкирский век среднего карбона. Показано, что прекращение рифообразования, возникновение поверхностей размыва и частичное разрушение бортовых уступов Прикаспийской впадины произошло под влиянием варисского орогенеза и глобального падения уровня мирового океана из-за оледенения Палеогондваны на рубеже раннего и среднего карбона.

В башкирский век начала среднего карбона в Прикаспийском бассейне происходили крупные преобразования на фоне потери его связи с палеоокеанами того времени, превращения во внутриконтинентальный бассейн. Изменение обстановок отразилось на строении фациальных зон рассматриваемого региона. Южная Бортовая зона Прикаспийской впадины находилась под влиянием варисского горообразования на Кавказе и привноса терригенного материала на шельф Северного Устюрта и в Донбасс–Туаркырский прогиб, где периодически возникали обстановки перекомпенсации. Поэтому эта зона отличается интенсивным привносом на ее территорию аллохтонного

терригенного материала, который частично проникал и в центральную котловину Прикаспийской впадины. В результате возник Сарпинский прогиб, положивший начало формированию комплекса заполнения центральной котловины.

Южные склоны Астраханско-Актюбинской системы карбонатных массивов были наклонены на юг в сторону погружающегося Донбасс-Туаркырского прогиба. Эти процессы происходили на фоне общего падения уровня моря. В результате на южных склонах Астраханско-Актюбинской системы прекратился рост карбонатных построек, начало преобладать карбонатно-обломочное осадконакопление с периодическим оползанием накопившихся осадков в южном направлении. В то же время северные края биогермных построек испытали поднятие и размыв.

Западная и Северо-Западная бортовые зоны Прикаспийской впадины находились под влиянием привноса обломочного материала со стороны Воронежской антеклизы и СЗ части Восточно-Европейской платформы, осушенных в результате понижения уровня моря. На Приволжской моноклинали нижнебашкирский подъярус представлен крайне мелководными карбонатными фациями, среди которых практически отсутствуют рифогенные образования. Верхнебашкирские отложения характеризуют регрессивную серию с признаками размыва более древних отложений. Характерны дельтовые фации, обогащенных растительным атритом. Размыву и транзиту по руслам обломочного материала способствовали палеорека у северо-восточного подножья Воронежской антеклизы, выделенная И.В. Хворовой, а также эрозия в Рязано-Саратовском прогибе, где зафиксированы врезы и русла, позднее заполненные более молодыми мелководными углеродистыми осадками. Область разгрузки и отложения снесенного обломочного материала располагалась в основании склона и на его подножии, в виде оползневых масс, подводных конусов выноса, имеющих проградационное строение. Из этого можно заключить, что в башкирское время цепочка рифовых построек Западного и Северо-западного секторов бортовых уступов девонско-раннекаменноугольного возраста прекратила свое развитие. Часть детритовых известняков образована за счет размыва последних, особенно во второй половине башкирского времени.

Северная Бортовая зона отличалась защищенностью от привноса терригенного материала, и здесь на протяжении всего башкирского века преобладало крайне мелководное карбонатонакопление. Лишь в окрестностях Сердобска в верховьях Рязано-Саратовского прогиба описаны эрозионные врезы, карстовые депрессии, окремнение карбонатных пород и карбонатные брекчии. Отличительной особенностью этой территории являлся также усиливающийся в течение башкирского века наклон зоны на восток в сторону формирующегося Предуральского краевого прогиба. Зона визейского бортового уступа при падениях уровня моря также подвергалась размыву и в

прибортовой зоне господствовало карбонатно-обломочная седиментация. На подножье склона происходило накопление глубоководных отложений, среди которых преобладают отложения контурных течений или дистальные фации подводных конусов выноса

Восточная бортовая зона развивалась под влиянием растущего Уральского орогена и сноса терригенного материала из Предуральского краевого прогиба. В прилегающих внутренних частях Прикаспийской впадины распространены подводные конуса выноса клиноформного строения терригенных отложений башкирского яруса. Карбонатные отложения в этой зоне по латерали фациально замещаются терригенными турбидитами. Карбонатные фации Енбекско-Жаркамысско-Темирской развивались на нестабильном поднятии, расположенном между зоной прогибания Предуральского прогиба и депрессией Прикаспийской впадины.

Проведенное исследование позволяет сделать вывод о необходимости переориентации поисков нефтегазовых резервуаров в отложениях бортового уступа визе–башкирского возраста. Они были направлены на обнаружение рифовых построек типа Карачаганак. Однако, вероятность существования таких построек на визе–башкирском стратиграфическом уровне крайне мала. Более перспективны мощные подводные конусы выноса карбонатно-обломочного материала, имеющие клиноформное строение, а также крупные врезы и русла, заполненные карбонатно-обломочным материалом. Покрышкой могут служить терригенно-глинистые накопления верейского горизонта московского яруса.

*А.Н. Хомяк, Т.А. Шардонова, Н.П. Фадеева*  
*МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

### **ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДОМАНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНО ТАТАРСКОГО СВОДА**

Увеличение доли нефтяных сланцев в мировой добыче нефти привлекает большое внимание к осадочным породам обогащенным органическим веществом (ОВ), так называемым «черным сланцам». Этот термин пришел к нам из зарубежной литературы – как буквальный перевод термина «black shale». В России это доманиковая, баженовская, кумская и некоторые другие свиты [1]. Отложения франско-фаменского возраста позднего девона доманикового горизонта представляют собой пояс, который тянется вдоль Урала с севера на юг от Печорского моря до Прикаспийской синеклизы (через Башкортостан и Татарстан). Авторами были изучены особенности состава и

строения пород доманиковой формации, вскрытых 11-ю скважинами в пределах Южно-Татарского свода.

Изучение минерального состава пород выявило три крупные группы: карбонатные (известняки), кремнёвые и породы смешанного состава, которые можно назвать нормальным домаником по Страхову, состоящих, главным образом, из черных известняков, мергелей и кремней с тонкой миллиметровой слоистостью [2]. Последние были отнесены авторами к ритмитам (Таблица).

Таблица

**Литологическая типизация отложений на примере Южно-Татарского свода**

| Сорг(ТОС)(вес.%)                                     | Карбонатные породы (известняки)                                                | Кремневые породы                | Смешанные породы (ритмиты)                                                                                             |
|------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $\leq 0,5$                                           | Шламовые, микритовые, биокластовые; карбонатная осадочная брекчия              |                                 |                                                                                                                        |
| 0,5-5<br>Углеродистые (доманикоидные)                | Биокластовые, шламово-биокластовые, микритовые, биокластовые                   | Кремень, радиоляриты            |                                                                                                                        |
| 5-25<br>Высокоуглеродистые (доманикитные)            | Ритмиты известковые                                                            | Ритмиты кремнистые, радиоляриты | Ритмиты кремнисто-известковые и известково-кремнистые, глинисто-кремнисто-известковые и глинисто-известково-кремнистые |
| $\geq 25$<br>Каустобиолиты, сапропелиты (доманикиты) | Известковистые, кремнистые, известковисто-кремнистые, кремнисто-известковистые |                                 |                                                                                                                        |

Карбонатные породы подстилают и перекрывают отложения доманикового горизонта, и представлены органогенно-обломочными доломитизированными известняками в разной степени перекристаллизованными. Кремнёвые породы и ритмиты характерны для доманикового разреза, ритмиты можно подразделить на кремнисто-известковые, известково-кремнистые, глинисто-кремнисто-известковые и глинисто-известково-кремнистые. Текстура в образце горизонтальная, подчеркнута цветом и составом пород. Волнистая и линзовидно-волнистая слоистость обусловлена обычно ростом диагенетических стяжений. Мощности слойков 1–2 мм. По результатам рентгено-фазового анализа (РФА) соотношение карбонатных минералов (преимущественно кальцита) и кремнезема колеблется от 32 : 63% до 71 : 26% (проценты рассчитаны без учета ОВ). В известковых и известково-кремнистых разностях содержание глинистых минералов не более 5%. В глинисто-кремнисто-известковых разностях содержание глинистых минералов: кальцита:кремнезема колеблется соответственно 10-22% : 12-56% : 10-30%. Среди глинистых минералов преобладает смешаннослойный слюда-сметит, неупорядоченный, с соотношением пакетов слюды и сметита от 85 : 15 до 65 : 35. В отдельных образцах встречаются слойки, обогащенные пирокластическим материалом. Для пород характерно повышенное содержание U и Mo,

превышающее кларковое содержание в несколько раз [3]. Содержание ОВ составляет от 0 до 40 % весовых. Литологическая типизация пород проводилась с учётом минеральной составляющей и содержания ОВ. При чем для получения корректных данных образцы для пиролитического, петрографического и минерального анализов отбирались из одного участка образца.

Вероятно, что формировании высокоуглеродистых отложений происходило в изолированных или удаленных областях внутришельфовых депрессий, можно предположить два основных процесса осадкообразования:

1. «Фоновый», преимущественно биогенный, с медленными темпами седиментации сапропелевого и зоопланктонного (тентакулитового и радиоляриевого), в меньшей степени глинистого материала (в среднем около 5%). Обилие органического материала, пассивная динамика придонных вод являлись причиной анаэробной обстановки иловых, и периодически придонных вод. Этот процесс преобладает в центральных частях депрессий, где роль привноса эдафогенного материала с мелководных участков незначительна. Расцвет кремневого планктона, вероятно, связан с увеличением кремнекислоты, поставляемой в бассейн гидротермами и вулканизмом.

2. Катастрофический вынос гравитационными процессами карбонатного материала с внутрибассейновых поднятий и бортов карбонатной платформы, спровоцированный штормовыми процессами. После накопления этих осадков создавались благоприятные аэробные условия для заселения дна бентосными организмами. Присутствие в разрезах карбонатного склона и его подножья линз и слоев обломочных известняков является обычным признаком древних эпейрогенических окраин. Формирование их связывают как с гравитационными потоками разной плотности, так и с деятельностью крупных штормов.

Высокая биопродуктивность приводила к накоплению высокоуглеродистых осадков разного состава, от чистых сапропелевых до известковых и кремнистых, с преобладанием смешанных сапропель-известковых, глинисто-сапропель-известковых, сапропель-кремнистых и сапропель-кремнисто-известковых. Геохимическая обстановка в придонных и иловых водах и низкие темпы седиментации были благоприятны для консервации органического вещества.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

## Литература

1. Цветков Л.Д., Цветкова Н.Л. Сланцевые углеводороды (Библиографический обзор). Ярославль: Открытое акционерное общество «Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли» (ОАО «НПЦ «Недра»), 2012

2. Страхов Н.М. Доманиковская фация Южного Урала. Труды Института геологических наук / Акад. наук СССР. Геологическая серия; 1939, Вып. 16
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л., Наука, 1988, 210 с

А.В. Храмцова<sup>1</sup>, А.Д. Мусихин<sup>2</sup>, М.С. Тарандюк<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ОАО «Тюменский нефтяной научный центр», г. Тюмень

<sup>2</sup>АО «Роспан Интернешнл», г. Новый Уренгой

## ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ ВОСТОЧНО-УРЕНГОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Восточно-Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в северной части Западной Сибири, в Надым-Пурской нефтегазоносной области, в Уренгойско - Пурпейском литофациальном районе. Основным объектом разработки месторождения является ачимовская толща ранневаланжинского возраста ( $K_1v_1$ ) [1], которая залегает на отложениях баженовской свиты и/или подачимовской толщи и перекрываются тангаловской свитой. Глубина залегания отложений составляет 3500 - 4575 м.

Целью работы являлась детализация литолого-фациальных карт пластов группы Ач для прогноза зон улучшенных коллекторов, постановки новых скважин, оптимизации разработки месторождения, на основе комплексного анализа керна, геофизических исследований скважин и результатов сейсморазведки.

Седиментологический анализ ачимовской толщи выполнен по керну 13 скважин (807 п.м). В разрезе ачимовской толщи выделены 4 пласта (снизу вверх по разрезу): Ач6(1-1), Ач6(1-0), Ач6(0-2) и Ач5(2-3) и прослежены по площади. Для характеристики фаций в работе использовались результаты литологических и петрофизических исследований керна, выполненные в ООО «ТННЦ».

Для песчаников и алевролитов ачимовской толщи характерны: массивная текстура и градационная слоистость, текстуры пластических деформаций (внедрения, конвюлютная, пламенная, песчаные роллы), флюидальная, тонкая горизонтальная, восходящая рябь течений. Редко встречаются биотурбационные текстуры в прирусловых валах и междуречных отложениях. Известно, что градационная слоистость характерна для отложений турбидитовых потоков, которые могут образовываться в дельтах, озерах, морях и океанах, но сохраниться и не переработаться другими течениями они могут только на глубине *ниже базиса штормовых волн*, поэтому обычно турбидиты ассоциируются с глубоководными конусами выноса [3, 4]. В породах отсутствуют типичные признаки мелководья (волновая рябь; крупномасштабная косая слоистость;

признаки субаэральной экспозиции, штормовые и приливно-отливные процессы), но есть признаки привноса осадочного материала из мелководных частей бассейна (углистый детрит, мелководные микроорганизмы и редко ихнофоссилии). Согласно палеогеографическим картам Западной Сибири в ранневаланжинский век на территории района работ существовал эпиконтинентальный морской бассейн, глубиной не больше 200-400 м [2]. По диагностическим признакам фаций установлены: турбидитовые каналы, прирусловые валы, окраинная часть канала/межрусловые площади, склон, оползневой блок, мелководный шельф, конусы выноса. Формирование отложений происходило в условиях с несколькими источниками питания, высокоэффективными смешанными системами. Снос материала происходил с востока на запад, через питающие каналы, прорезающие отложения мелководного шельфа. При достижении точки транзита на картах сейсмических атрибутов отмечается переход канального выноса во фронтальный. Северная часть района работ, на момент формирования ачимовской толщи, была более погружена по сравнению с южной, поэтому она характеризуется повышенными значениями общих и эффективных толщин.

*Отложения пластов Ач6(1-1), Ач6(1-0)* представлены песчаниками тонко-мелкозернистыми с частыми прослоями алевролитов мелкозернистых, глинистых. Формирование отложений происходило в дистальных и медианных частях конусов выноса на относительно пологом склоне, высокоэффективными глинистыми системами. Отличаются от вышележащих отложений пластов Ач5(2-3), Ач6(0-2) повышенным содержанием примеси смешаннослойных (ССО) до 35% и карбонатных минералов в цементе песчаников и алевролитов, весьма низкими значениями проницаемости (VI класс по АА. Ханину). Общая мощность отложений не превышает 20 - 40 м, эффективная до 20 - 25 м.

*Пласт Ач6(0-2)* имеет распространение в северной части района работ. Общая мощность отложений достигает 62 м, эффективная до 30 м. В северо-восточной части пласта выделяется узкой полосой аккумулятивный склон с питающим каналом, на большей части изучаемой территории формирование отложений происходило в проксимальных и средних частях конусов выноса.

*Пласт Ач5(2-3)* характеризуется наибольшей общей и эффективной мощностью. С востока на запад выделены следующие фациальные зоны: мелководный шельф, с несколькими питающими каналами и прирусловыми валами, оползни, конусы выноса с распределительными каналами. На картах сейсмических атрибутов выделяются два конуса выноса: северный и южный. Максимальными мощностями характеризуется северный конус выноса. В южном конусе выноса мощность отложений не превышает 25-40 м. Наилучшими ФЕС (IV – V класс коллекторов) характеризуются песчаники средне-

мелкозернистые турбидитовых каналов и конусов выноса с наименьшим содержанием карбонатного цемента (<10%).

Зоны улучшенных коллекторов прогнозируются в северной части пластов Ач, в отложениях турбидитовых каналов и песчаных лопастей. При постановке ГРП на пласты Ач6(1-1) и Ач6(1-0) необходимо учитывать повышенное содержание ССО в глинистом цементе песчаников и алевролитов. Результаты работы будут учтены при построении петрофизической и гидродинамической моделей.

### Литература

1. Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Издательство Академии горных наук, 2000. 247 с.
2. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде. Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н. и др. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 745-776.
3. Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52/1, p. 279-297.
4. Mutti, E. (1992), AGIP Italy in E. Mutti, (ed.), Turbidite sandstones: 275 p.

*А.В. Черешинский*

*Воронежский государственный университет, Воронеж*

## ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В осадочном чехле Воронежской антеклизы (ВА) в многочисленных разрезах отмечаются проявления, пункты минерализации и геохимические аномалии ряда элементов (Zn, Pb, W, Co, Mn, Cu, Mo, Ni, TR, Sr, и др.).

Наиболее интересными являются проявления цинка и свинца на юго-востоке ВА (Белгородско-Миллеровский минерагенический район) [1]. Для них характерно приуроченность оруденения к нижне- и среднекаменноугольным образованиям, глубины залегания рудоносных тел 250–400 м, площадь несколько тыс. км<sup>2</sup>. Мощность рудных тел до 60 м, содержание цинка от 1,12% до 12%, свинца до 0,5%. Минеральный состав руд представлен пиритом, сфалеритом и галенитом, присутствуют халькопирит, арсенопирит, киноварь и антимонит. Выявленные проявления располагаются на периферии Россошанского срединного массива.

Оруденение в пределах Шкурлатского рудного поля (юг Воронежской области) наблюдается вблизи протрузий граносиенитов. Для него характерны пластообразные



тела рудоносных карбонатных метасоматитов, имеющие мощность до 1,5 м. Минерализация представлена сфалеритом, халькопиритом и пиритом [1].

Большой материал по обобщению данных оруденению осадочного чехла был получен при геохимических и геологосъемочных работах масштаба 1:1 000 000 [2, 3]. В осадочном чехле Воронежской антеклизы было выделено более 200 геохимических аномалий, сгруппированных в перспективные геохимические поля. На большинстве из них наблюдаются признаки развития нескольких типов рудной минерализации на разных стратиграфических уровнях.

В районе гг. Тим – Щигры (над Тим-Ястребовской структурой кристаллического фундамента) выделено поле размерами 75 x 20 км. Для этого поля характерна редкометальная минерализация (в основном вольфрамовая и молибденовая), приуроченная к образованиям нижнего мела и среднего девона, сульфидная и марганцевая минерализация, связанная со среднедевонскими породами. На юге Курской области в районе населенных пунктов Обоянь – Большое Солдатское выделено поле субширотного простирания размерами 60 x 30 км, оно характеризуется вольфрамовой минерализацией (связанное со средне- и верхнеюрскими образованиями). К югу от г. Старый Оскол выявлена сульфидная и редкометальная минерализация – приурочена к образованиям среднего девона.

В районе г. Калач поле северо-западного простирания (70 x 30 км) характеризуется наличием сульфидных, в том числе, полиметаллических аккумуляций среди образований  $D_{2-3}$ ,  $C_3$ ,  $K_1$  и редкометальной минерализации ( $D_2$  и  $D_{2-3}$ ). Максимум сульфидного оруденения приурочен к среднедевонским отложениям.

На юге Воронежской области отмечается широкое поле размерами 60 x 25 км, с сульфидной и редкометальной минерализацией (приуроченное к породам среднего и верхнего девона). Между Новохоперском и Таловой в субширотной полосе (60 км x 30 км) сульфидная минерализация связана с отложениями  $D_{2-3}$ ,  $C_3$  (максимальные содержания приурочены к  $D_2$ ), редкометальная –  $D_{2-3}$ .

При проведении работ по ОГХР-200 и ГДП-200 был получен более детальный материал по рудоносности осадочных образований.

В пределах площади листа N-37-XXX (Тамбов) по материалам ОГХР-200 была выделена полиметальная ассоциация. К ней отнесены точечные аномалии локализованные на двух стратиграфических уровнях – неогеновом и в нижней части разреза альбских отложений. Максимальные концентрации элементов: Zn – до 0,1%, As – 0,03%.

На северо-западе ВА (лист N-37-XXXI – Малоархангельск) практически во всех стратиграфических горизонтах выделяются аномалии цинка. Наиболее интенсивные и

мощные из них приурочены к границе нижнего и среднего девона. Максимальные содержания цинка отмечены в скважинах 2950 – 0,1% и 2745 – 0,3%. Южнее этих аномалий в юрских отложениях, в глинах батского яруса, были установлены содержания цинка до 0,85%, а также германия и урана, 340 и 51,4 г/т соответственно.

На территория листа N-37-XXXIII (Елец) выделено 2 пункта минерализации редких земель, приуроченные к валанжинско-барремским и сеноманским образованиям. В пересчете на редкоземельные оксиды, сумма РЗО составляет до 0,36%. В западной части листа М-37-II находится рудопоявление редкоземельных элементов. Полезная толща приурочена к коре выветривания по карбонатным породам верхнего мела. Содержания редкоземельных оксидов колеблются в пределах: Y – 0,014–0,324%, Ce – 0,02–1,06%, La – 0,007–0,422% [2].

В пределах листа М-37-III (Касторное) скважиной расположенной вблизи с. Еманча 1-я были установлены аномальные содержания цинка в глинах и алевролитах воронежской свиты (верхний девон). Количество цинка достигает 1%, вниз по разрезу его концентрация уменьшается до 0,3%.

Таким образом, для осадочных отложений Воронежской антеклизы характерно полиметаллическое и редкометальное оруденение, которое локализуется на различных стратиграфических уровнях. Оруденение наиболее характерно для нижней части осадочного чехла, это девонские и каменноугольные, в меньшей степени юрские породы. Выявленные проявления в основном тяготеют к краевым частям антеклизы или к зонам протерозойской активизации (карельский этап).

## Литература

1. Шевырев Л.Т. Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез / Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко, А.В. Шишов // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 25. Воронеж, 2004. 191 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист М-37. Воронеж. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 255 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 Москва. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 514 с.

Т.А. Шарданова, А.Н. Хомяк, Хао Юэсян

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

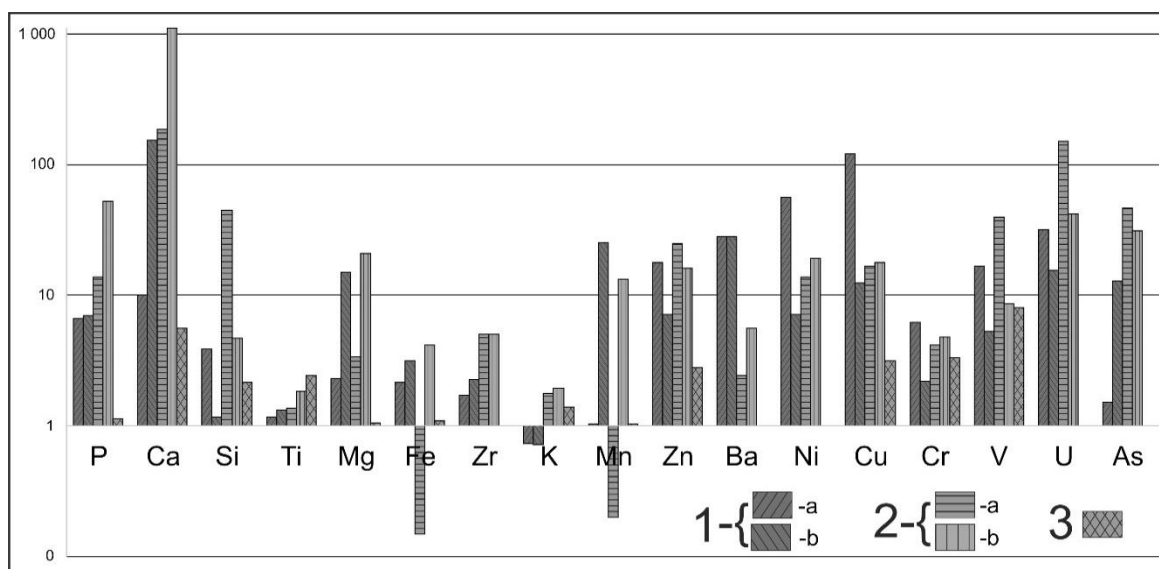
## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для восстановления условий и обстановок формирования высокоуглеродистых осадков необходим комплексный анализ. В него входит детальный анализ вещественного состава пород (как минеральных, так и органических компонентов), генетический анализ, а также геохимическая характеристика пород. Этот подход был применен при изучении высокоуглеродистых комплексов нижнего силура (граптолитовых сланцев) формации Лонмасси (Китайская Народная Республика), верхнего девона Волго-Уральского бассейна (отложения доманика) и верхней юры Западной Сибири (баженовская свита). Детальный анализ кернового материала, с привлечением литературных данных, позволил авторам сделать выводы об основных факторах, благоприятствующих накоплению и сохранению органического вещества (ОВ).

*Вещественный состав.* Высокоуглеродистые, преимущественно пелитоморфные породы изученных комплексов, с содержанием органического вещества сапропелевого типа от 0 до 45% вес., имеют полиминеральный состав: от преимущественно кремневого, до известкового и кремнисто-известково-глинистого. Характерно низкое содержание глинистых минералов, кроме верхов нижнего комплекса формации Лонмасси, где глинистая примесь связана с усилением терригенного привноса.

*Геохимическая характеристика.* Для пород, обогащенных органическим веществом характерен высокий фон средних содержаний ряда микроэлементов в них, по сравнению с кларками глинистых пород [1] (Рис.). Выявлена прямая зависимость между содержанием ОВ и Fe, Co, Ni, Zn, Ni, Cr, V, Cu, Ti, Mo, S, As, Re и U. Пониженные значения Mn в кремневых породах, насыщенных радиоляриями всех трех комплексов, позволяют предположить установление режима открытого бассейна «апвеллингового типа» [2] (Рис.).

*Палеогеографические условия.* Осадочные разрезы имеют трансгрессивно-регрессивную последовательность и формировались в условиях высокого стояния моря. Осадки откладывались в относительно глубоководных шельфовых впадинах, в преимущественно пострифтовую стадию. Характерны низкие скорости седиментации в условиях компенсированного и некомпенсированного прогибания, ниже волнового базиса [3]. Присутствие радиолярий во всех рассматриваемых бассейнах указывает на нормальную соленость бассейна.



**Рисунок.** Диаграмма показателей фактора обогащения (enrichment factor  $EF = (\text{element}/Al)_{\text{образца}} / (\text{element}/Al)_{\text{«average shale»}}$ ) элементов для различных типов высокоуглеродистых отложений: 1 – породы баженовской свиты, а – кремнистые, б – карбонатные; 2 – породы доманиковой формации, а – кремнистые, б – карбонатные; 3 – породы нижнего силура (граптолитовые сланцы)

*Геодинамический режим.* Отмечаются признаки активизации геодинамического режима, с которой связано изменение палеорельефа впадин депрессионного типа. Для начала баженовского времени в центральной части бассейна – это формирование сиповых построек, связанных с выходами метана; многочисленные следы гравитационных процессов – градиционная, маятниковая, косая слоистость в радиоляритах; нередко резкие эрозионные границы, изменение углов наклона в «черных сланцах». Рост внутрибассейновых поднятий подтверждается геофизическими и палеонтологическими данными [4,5]. Более масштабно гравитационные процессы проявляются в краевой восточной части бассейна при формировании разрезов «аномального бажена». Аналогичные процессы отмечены и в основании доманикового комплекса, перекрывающие карбонатные породы мелководного генезиса [3]. Карбонатные брекчии, залегающие в основании высокоуглеродистого комплекса, а также грубо ритмичное чередование высокоуглеродистых пород и прослоев известняков, сформированных высоко плотностными потоками, являются ярким отражением резкого изменения рельефа, повышением его контрастности. Причем, если в первом случае (баженовская свита) изменение фациальных обстановок происходит постепенно, то в доманиковом и раннесилурийском бассейне отмечается резкое изменение условий и обстановок седиментации. В разрезах баженовского и доманикового комплексов

отмечаются редкие прослои синхронной вулканокластики, что подтверждает активизацию геодинамического режима.

*Биопродуктивность.* Накопление и сохранение ОВ в осадках предполагает установление анаэробного режима, как в водной толще бассейна седиментации, так и в самих осадках. В этих условиях скорости биопродуктивности при низких скоростях седиментации могут быть и незначительны. Однако, в бассейне открытого типа биопродуктивность должна быть сверх высокой. Вслед за Неручевым С.Г. [6], авторы предполагают, что это возможно в условиях радиоактивного заражения, способствующие расцвету фито- и частично зоопланктона, что объясняет редкость и «бедный» видовой состав бентосных и нектонных форм.

Работа выполнена в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010120-0 (МГУ).

### Литература

1. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. – 272 с.
2. Brumsack, H.J., The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 232, 2006, p. 344–361.
3. Шарданова Т.А., Фадеева Н.П., Хомяк А.Н., Косоруков В.Л. Особенности строения и формирования высокоуглеродистых комплексов. *Отечественная геология, Недра (М.)*, № 3, 2017, стр. 74-84
4. Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщения порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.:ГЕОС, 2017, 247 с.
5. И. В. Панченко, Н. С. Балушкина, Е. Ю. Барабошкин и др. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. Т. 10, № 2, 2015.
6. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. СПб.: ВНИГРИ, 2007, 328 с.

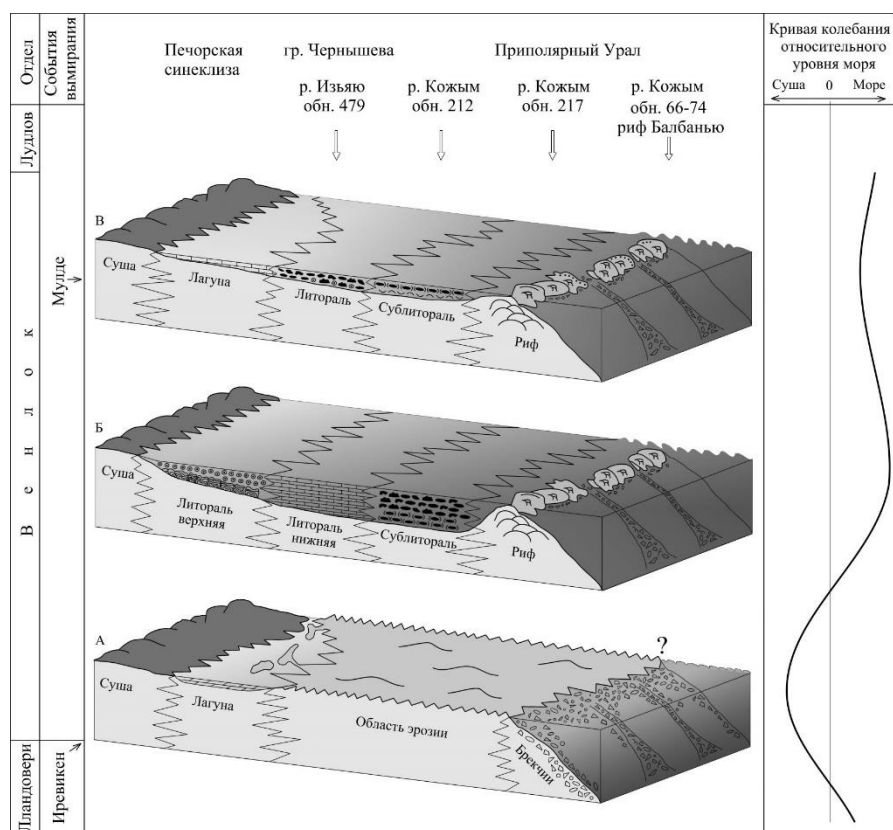
*Д.Н. Шеболкин*

*ИГ имени академика Н.П.Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар.*

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕНЛОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

Венлокские отложения входят в состав нижнепалеозойского нефтегазоносного комплекса Тимано-Печорской провинции. Выявление особенностей их формирования наряду с научным имеет и практическое значение, так как в последние годы установлена разная полнота разрезов венлока на территории Тимано-Североуральского региона [1, 2, 3].

В венлоке на окраине карбонатного шельфа (западный склон Приполярного Урала) формировался риф Балбанью [4]. Осадконакопление происходило в крайне мелководном бассейне с ограниченным водообменом, с различной гидродинамикой и нестабильным тектоническим режимом, колебанием уровня моря, чем объясняется большое разнообразие венлокских отложений [5]. Литогенетические исследования позволили реконструировать обстановки осадконакопления по трем временным срезам: ранне-, средне- и поздневенлокское время (Рис.).



**Рисунок.** Этапность венлокского осадконакопления в Тимано-Североуральском регионе: ранневенлокский (А), средневенлокский (Б) и поздневенлокский (В).

Регрессия на границе лландовери-венлока вызвала эрозию карбонатной платформы. На территории гряды Чернышева сохранялись практически изолированные крайне мелководные водоемы, где накапливались седиментационно-диагенетические доломиты, с отсутствием органических остатков. На Приполярном Урале в основании рифа Балбанью присутствуют конглобрекции, в кровле которых из цемента определены конодонты позднего теличия–раннего шенвудия ?, что свидетельствует о приостановке рифообразования на границе лландовери–венлока [6, 7]. В Печорской синеклизе на этом

уровне были отмечены коры выветривания [2]. С началом трансгрессии в средневенлокское время разрез южной части гряды Чернышева характеризуется колебанием условий верхней литорали и спокойноводными обстановками (известняки ооидные, строматолитовые, микрозернистые слоистые). В восточной части бассейна обн. 212 преобладали спокойноводные обстановки, однако в начале и конце этого временного интервала усилилась активность гидродинамики. Для углубленной зарифовой части бассейна обн. 217 характерны преимущественно активноводные обстановки сублиторали, изредка гидродинамика бассейна менялась на спокойноводную (накопление слоистых разностей известняков с единичными кораллово-строматопоровыми биостромами).

В поздневенлокское время, в южной части гряды Чернышева преобладают известняки полибиокластовые, биокластовые остракодовые, и био-литокластовые, формировавшиеся в подвижноводных обстановках мелкого моря. В обн. 212 широко распространены известняковые алевролиты-песчаники, песчаники и гравелиты-песчаники отражающие частые синседиментационные размывы осадка. Среди них отмечены мелкие куполообразные строматолиты характерные при обмелении бассейна. Завершающие разрезы микстолиты (глинисто-алевритисто-карбонатные породы) свидетельствуют о регрессии в конце венлока.

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

## Литература

1. Шеболкин Д.Н, Мянник П. Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион) // Литосфера, 2014. №1. С. 33-40.
2. Antoshkina A.I. Silurian sea-level and biotic events in the Timan-northern Ural region: sedimentological aspects // Acta Palaeontologica Sinica, 2007. Vol.46. P. 23-27.
3. Männik P., Martma T. The Llandovery–Wenlock boundary in Subpolar Urals // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Issue, Special Publication, 6 – Syktyvkar: Institute of Geology, Komi Science Centre, Uralian Division of RAS, 2000 P. 64–67.
4. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
5. Шеболкин Д.Н. Литогенетическая типизация и условия образования венлокских отложений Приполярного Урала и гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2018. - Т.13. - №2. - [http://www.ngtp.ru/rub/2/20\\_2018.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/20_2018.pdf)

Е.Д. Шеремецкая<sup>1</sup>, Е.В. Гаранкина<sup>1</sup>, И.Г. Шоркунов<sup>2</sup>, П.В. Андреев<sup>3</sup>, Т.А. Верлова<sup>3</sup>,  
В.Р. Беляев<sup>1</sup>, Ю.В. Шишкина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Географический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup>Институт географии, РАН, Москва

<sup>3</sup>Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург

## ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЙ МЕЖДУРЕЧНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ НА БОРИСОГЛЕБСКОЙ И ЮГО-ВОСТОКЕ СМОЛЕНСКО-МОСКОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТЯХ

Междуречья краевой зоны московского оледенения характеризуются повсеместным распространением полигенетического суглинистого покрова [1]. В латеральном направлении прослеживаются слабо читаемые фациальные переходы в склоновые и иные типы осадков, а в каждой конкретной точке покровы, как правило, трактуются в качестве моногенетичных образований. Однако все чаще фиксируется сложность организации покровной толщи, что существенно усложняет генетическую модель и хроностратиграфическую интерпретацию.

Покровные образования исследованы на примере двух ключевых участков краевой зоны московского оледенения. Первый участок располагается в бассейне Средней Протвы. Второй – на северо-восточном макросклоне Борисоглебской возвышенности. В качестве объекта исследования выбраны вершинные поверхности и пологие склоны преимущественно ледниковой аккумуляции.

Вершинные поверхности и их склоны в бассейне Протвы пологоволнистые, в интервале абсолютных высот 170-209 м, имеют преимущественно ледниково-аккумулятивное происхождение. На фрагменты их разделяют ложбины стока талых ледниковых вод, осложняют делли и небольшие локальные повышения. Плавные очертания дневной поверхности и низкие уклоны зачастую не позволяют чётко провести границу между отдельными формами и элементами рельефа.

Покровный чехол, мощностью до 3,8 (4,0) м, подстилается перемытой московской мореной (локально замещающейся на водно-ледниковые осадки) и делится на два основных типа. К первому относятся участки с монотонным вертикальным строением толщи суглинков, пылеватых, с единичными мелкими обломками. Ко второму – сложные, двух-, реже многочленные образования. Верхний иловато-пылеватый слой идентичен первому типу и прослеживается по всей площади ключевого участка. Материал преобразован в ходе почвообразования, пронизан системой трещин усыхания с песчано-пылеватыми покровами. Нижний слой –разнообразные суглинки с обломками,



обогащенные песчаной и илистой фракциями. Механический состав имеет сходство с подстилающими среднеплейстоценовыми отложениями, в зоне контакта с которыми развиты криогенные деформации пластического типа. Встречаются единичные псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Аккумулятивная моренная равнина северо-восточного макросклона Борисоглебской возвышенности имеет грядово-холмистый рельеф с обилием ложбин, замкнутых и полузамкнутых котловин. Доминирующие высоты (190-210 м БС) занимают эндемичные плосковершинные холмы с покатыми ступенчатыми склонами. В пределах плоских вершин перемытые моренные суглинки перекрыты мощными (до 13 м) слоистыми пачками постледниковых осадков.

В вертикальном строении толщ на плакорах снизу вверх выделяются: московская морена; контрастно-слоистые песчаные и суглинистые водно-ледниковые осадки; тонкослоистая пачка алевроитов остаточных озерно-ледниковых бассейнов финальной стадии деградации московского оледенения (в зоне контакта пачек – признаки криотурбаций); четырехчленный комплекс пылевато-суглинистых отложений субаэральной аккумуляции (проработанный криогенными деформациями пластического типа); пачка монотонного иловато-пылеватого суглинка, осложненного мелкой полигональной сетью трещин усыхания и жильных структур ярославского криогенного горизонта. Толща проработана мощным профилем голоценовой полигенетичной текстурно-дифференцированной почвы. В нижних горизонтах голоценового профиля – признаки реликтового педогенеза.

Иловато-пылеватые суглинки литологически однородны. В них прослежены фрагменты тонкопылеватых и тонкопесчаных морфонов, разрушенных криодеформациями пластического типа. Различия связаны с реликтовым почвообразованием текстурно-дифференцированного типа. В составе пачки многочисленные обломки-папулы кутанного комплекса, относящиеся к реликтовому педогенезу, не связаны с системами пор-плоскостей и трубок голоценовой почвы. Радиоуглеродный возраст папул старше вмещающей массы. Последняя содержит признаки более древнего этапа педогенеза – морфоны, обогащенные органическим углеродом доголоценового возраста. Обнаруженные следы пластических криотурбационных деформаций свидетельствуют об интенсивном промерзании осадков в водонасыщенном состоянии, в условиях развития криогенеза. Контрастный климат обеспечивал значительную мощность сезонно-талого слоя на фоне суровых зим и больших амплитуд температур. Преобладание проявлений полигональных структур, с поверхности пронизывающих покровную пачку суглинков, говорит о более суровых криоаридных условиях в отличие от обводненных обстановок, зафиксированных в

нижележащих пачках. Можно говорить о палимпсестовой записи событий лито-, крио- и педогенеза на плакорах [2]; непрерывном почвообразовании в контрастных климатических и ландшафтных условиях начиная с позднемосковского времени на фоне периодического осадконакопления и криогенеза в холодные эпохи.

В комплексе постледниковых отложений междуречий в пределах ключевых участков покровный характер простираения установлен только для верхней пачки однородного иловато-пылеватого суглинки. Подстилающий комплекс постледниковых осадков полигенетичен, характеризуется непрерывным развитием педолитогенеза в позднем плейстоцене и голоцене.

### Литература

1. Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. Москва: Наука, 1976. 240 с.
2. Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Отв. Ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. Москва: Изд-во ЛКИ, 2008. 692 с.

Т.А. Янина<sup>1</sup>, В.М. Сорокин<sup>2</sup>, Ю.П. Безродных<sup>3</sup>, Б.Ф. Романюк<sup>4</sup>, Н.Т. Ткач<sup>5</sup>

<sup>1,2,5</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>3,4</sup>ООО «Моринжгеология», Рига

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ГОЛОЦЕНА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И УРОВНЯ МОРЯ

В строении голоценовой толщи осадков Северного Каспия отражены разномасштабные палеогеографические события: мангышлакская регрессия и новокаспийская трансгрессия, развивавшаяся стадийно. Они были вызваны изменениями климата разного масштаба и направленности. Строение отложений исследовано на двухчастотных сейсмоакустических профилях и в кернах инженерно-геологических скважин и колонок при нефтепоисковых работах ООО Лукойл на акватории Северного Каспия. КERN изучен литологическим, фаунистическим и геохронологическим методами.

В Северном Каспии в хвалынские отложения врезаны палеорусла и палеодепрессии, отражающие мангышлакский регрессивный этап. Отложения в керне скважин представлены глинами, торфом, сапропелем, алевритово-песчаными осадками, часто включающими растительный детрит, раковины пресноводных и наземных моллюсков. По данным радиоуглеродного датирования заполнение понижений рыхлым материалом произошло во временном интервале 9,86–6,35 14С л.н. (~11400–7300 кал. лет). Положение палеоавандельты на современных глубинах 45–60 м служит свидетельством

снижения уровня Каспия до -90 м. Регрессия имела место в бореальную эпоху раннего голоцена, характеризовавшуюся сравнительно высокой теплообеспеченностью и сухостью. Резкое кратковременное похолодание «8200 event» с одновременным усилением аридности вызвало максимальное снижение уровня бассейна в завершающую фазу регрессивной эпохи.

Новокаспийские отложения, несогласно перекрывающие верхнехвалынские осадки и палеоврезы мангышлакской эпохи, неоднородны по строению, в них выделяются 5 сейсмоакустических комплексов (nk1-nk5). Комплексы nk1 и nk3 отличаются слоистой структурой, определяемой субгоризонтальными отражающими поверхностями. Комплексы nk2 и nk4 представляют собой фации заполнения русел и/или озерных впадин, наиболее крупные из которых прорезают всю толщу новокаспийских, часто мангышлакских и верхнехвалынских, отложений на глубину до 10 м. Маломощный верхний комплекс nk5 несогласно перекрывает отложения комплексов nk4 и nk3 и сложен песчано-раковинными осадками.

Эпоха трансгрессивного подъема уровня (nk1) датируется интервалом 8200-5600 л.н. В климатическом отношении (атлантический оптимум голоцена) ее большая часть относится к эпохе теплого и влажного климата [1]. Регрессивная стадия (nk2) имеет возрастные рамки 5600-3700 л.н. Уровень Каспия снизился на 8 метров, придельтовая равнина вышла из-под каспийских вод и подверглась эрозионному расчленению и воздействию субаэральных процессов. Состав осадков, заполняющих котловины, свидетельствует о том, что это были озерные водоемы типа современных ильменей в дельте Волги. В климатическом отношении это период суббореального термического максимума голоцена (4700–3600 л.н) для ВЕ равнины [1]. Н.С. Болиховской [2] с 5000 до 4200 л.н. в Нижнем Поволжье реконструированы условия относительного иссушения климата; фаза импульсного иссушения климата, приведшего к господству степных и полупустынных ценозов на водоразделах, установлена ею в интервале ~ 3700-3500 л.н. Трансгрессивная стадия (nk3) охватывала временной интервал 3600-3400 л.н. Это была эпоха позднесуббореального похолодания на ВЕ равнине [1]. О высокой увлажненности на территории водосборного бассейна Волги свидетельствует флювиальная активность малых и средних рек [3]. Фаза увлажнения климата, начавшаяся около 3500 л.н., реконструирована для Нижней Волги [2]. Регрессивная стадия (nk4) датируется 3080-2300 л.н. Очевидно, это был отклик Каспия на этап потепления и сокращения количества осадков в бассейне Волги. Отмечено снижение флювиальной активности [3]. Последовавшее вслед за регрессивным событием поднятие уровня Каспия произошло после 2300 лет назад. Третья стадия охарактеризована двумя группами дат - 1700-1100 и 700-360 л.н. Хиатус между ними дает основание к предположению о снижении уровня

Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период).

Трансгрессивные стадии охарактеризованы разными малакофаунистическими сообществами: в раннем новокаспийском бассейне господствовали слабо солоноватоводные виды при незначительном участии дидакн; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков этого рода и появлением *Cerastoderma glaucum*; видовой состав поздней стадии аналогичен современному. на последних этапах ее развития появились черноморские виды *Mytilaster lineatus* (случайно занесен с судами в начале XX века) и *Abra ovata* (акклиматизирован в середине XX века для питания осетровых).

Таким образом, материалы по комплексному исследованию новейших отложений позволяют достаточно полно реконструировать историю развития Каспия в голоцене и выявить ее связь с изменениями климата. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (16-17-10103).

### Литература

1. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
2. Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 13–27.
3. Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. № 130. P. 46–61.

## СОДЕРЖАНИЕ

*Агафонова Г.В.*

|                                                                                                  |   |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|---|
| Фациальные исследования в Московском геологоразведочном институте имени Серго Орджоникидзе ..... | 9 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|---|

*Агафонова Г.В., Рахимова Е.В., Туров А.В., Комаров В.Н., Андрухович А.О.*

|                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Состав, строение и условия осадконакопления нижнеюрских известняков в среднем течении реки Бодрак ..... | 12 |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Антипова О.А., Постникова О.В.*

|                                                                                                                  |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Фациальная зональность приливно-отливной равнины в терригенных отложениях мошакской свиты венда Приангарья ..... | 15 |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Антошкина А.И.*

|                                                                                                       |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Резкое фациальное смещение в среднем лудфорде как отражение биосферного события позднего силура ..... | 17 |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Астаркин С.В., Гончаренко О.П.*

|                                                                               |    |
|-------------------------------------------------------------------------------|----|
| Фациальная зональность бобриковских отложений юго-востока Русской плиты ..... | 19 |
|-------------------------------------------------------------------------------|----|

*Баранова А.В., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И.*

|                                                                                                                                                           |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Результаты комплексного седиментологического анализа стратотипического разреза алькеевской серии в Центральной части Усть-Черемшанского палеопргиба ..... | 22 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Бойко Н.И.*

|                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Литолого-фациальные особенности и условия образования киммерийских россыпьевмещающих отложений Таманского полуострова ..... | 24 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Болиховская Н.С., Макшаев Р.Р.*

|                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Фациальные и ландшафтно-климатические обстановки накопления шоколадных глин нижнего Поволжья ..... | 26 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Бояришинова М.Г., Уткина М.Н., Антонюк О.В.*

|                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------|----|
| Микробиолиты верхнедевонских органогенных сооружений соликамской депрессии ..... | 29 |
|----------------------------------------------------------------------------------|----|

*Вилесов А.П., Никитин Ю.И., Рихтер О.В., Махмудова Р.Х.*

|                                                                                                     |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Модель седиментации колганской толщи верхнего девона северного обрамления Соль-Илецкого свода ..... | 31 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

*Глушанкова Н.И., Воскресенская Т.Н., Соболев В.М.*

|                                                                   |    |
|-------------------------------------------------------------------|----|
| Литоология и седиментогенез в позднем плейстоцене Беломорья ..... | 34 |
|-------------------------------------------------------------------|----|

Голованова О.В.

К вопросу о фациальной принадлежности абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу) ..... 36

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Артюшкова О.В., Заграновская Д.Е., Захарова О.А.

Вторичное минералообразование в породах доманикового горизонта ..... 38  
Дернова Е.О., Агафонова Г.В.

Фациальные особенности и коллекторские свойства нижнемеловых отложений северо-западной части Надым-Пурского междуречья стратиграфии ..... 40  
Дмитриев Д.А., Жабин А.В.

Стадийность образования карбонатно-кремнистых пород сантонского яруса Курской области ..... 42  
Дуб С.А.

Обстановки формирования иловых холмов на восточном склоне Среднего Урала ..... 44  
Дудяк Р.А., Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р.

Литолого-минералогическое исследование шешминских битумонасыщенных песчаников Южно-Татарского свода ..... 46  
Жабин А.В., Дмитриев Д.А.

Импактные события в позднем плейстоцене и голоцене ..... 48  
Жуковская Е.А.

Роль фациального анализа в параметризации песчаных тел древних погребенных речных систем ..... 50  
Жуковская Е.А., Полушина Е.В.

Морфогенез и особенности формирования нижнемеловых отложений относительно глубоководных конусов выноса ..... 53  
Зинчук Н.Н.

Коры выветривания и алмазопойсковые работы ..... 55  
Зинчук М.Н., Зинчук Н.Н.

О гипергенном изменении кимберлитов Восточно-Европейской платформы ..... 57  
Иванов Л.А.

К вопросу детальности изучения литологии геофизическими методами ..... 59

*Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Гептнер А.Р., Барышникова Л.П.*

Генезис глауконит-иллитовых минералов в рифей-венд-кембрийских отложениях разного литологического типа ..... 62

*Изъюрова Е.С.*

Литологическая характеристика и условия образования базальных отложений венда северо-востока Сибирской платформы ..... 64

*Казимиров Е.Т.*

Методика исследования типов и параметров пустотного пространства и гидрофильности карбонатных пород коллекторов Тимано-Печорской НГП ..... 66

*Карнюшина Е.Е., Малышева Е.О.*

Фациальный анализ в современной нефтяной литологии ..... 68

*Кожевникова Е.А., Карпова Е.В.*

Вещественный состав и вторичные изменения пород васюганской свиты в пределах Шингинской мегаседловины ..... 70

*Крайнов А.В.*

Вещественный состав керамических глин кайнозоя Центрально-Черноземного района ..... 73

*Краснова А.В.*

Особенности формирования верхневендских отложений с древнейшими отпечатками проартикулят в юго-восточном Беломорье ..... 75

*Кузнецов В.Г.*

Учение о фациях в РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина ..... 79

*Куренков В.В.*

Анализ перспективных базальных нижнеюрских отложений (пласты группы Ю11-Ю12) месторождений Ноябрьского региона ..... 81

*Лаломов А.В.*

Локальные геолого-динамические факторы формирования редкометально-титановых россыпей ..... 83

*Левитан М.А., Антонова Т.А., Кольцова А.В.*

Литолого-фациальная зональность плейстоценовых отложений подводной окраины Кордильер ..... 85

*Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р.*

Литологические особенности Бэровских бугров ..... 87

*Лю Шици, Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.*

Фациальные реконструкции завершающего этапа рифтогенеза впадины Чхэнбэй бассейна Бохайвань (Китай) ..... 89

*Маленкина С.Ю.*

Фации меловых отложений с фосфоритовыми плитами юга Европейской России ..... 92

*Мельничук О.Ю.*

Гиперпикниты в разрезе кодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала) ..... 94

*Милаш А.В.*

Ассоциация акцессорных минералов терригенного девона Присводовой части Воронежской антеклизы ..... 96

*Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Ескин А.А., Низамова А.В., Хаюшкин А.С.*

Условия седиментогенеза карбонатно-кремнистых пород (доманикитов) Волго-Уральского региона ..... 99

*Муллакаев А.И., Гайнулин Н.З., Хасанов Р.Р.*

Исследования магнитной восприимчивости шешминских битумонасыщенных песчаников Южно-Татарского свода ..... 101

*Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Демьянков С.С.*

Конодонты как инструмент фациального анализа ..... 103

*Немова В.Д.*

Решение задач нефтяной геологии с помощью литологических ..... 105

*Носкова Е.С., Агафонова Г.В.*

Литолого-петрографическая характеристика и индикаторы тектонических деформаций аладьинской свиты Енисейского кряжа (средний рифей) ..... 108

*Овчинникова М.Ю., Жегалло Е.А.*

Биогенные структуры в бокситах КМА ..... 110

*Пинчук Т.Н., Попков В.И., Попков И.В.*

Метаморфические породы палеозоя запада Скифской плиты ..... 112

*Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Ключевкина Т.С., Агафонова Е.А.*

Микропалеонтологические индикаторы обстановок осадконакопления в маргинальных фильтрах на арктическом шельфе России ..... 114

*Попков В.И., Попков И.В.*

Палеозой складчатого основания Скифско-Туранской платформы и перспективы его нефтегазоносности ..... 116

*Постникова О.В., Китаева И.А.*

Фациально-палеогеографическая реконструкция условий формирования отложений осинского горизонта юго-западного склона Непско-ботуобинской



|                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| антеклизы .....                                                                                              | 118 |
| <i>Ростовцева Ю.В.</i>                                                                                       |     |
| Фациальный анализ в исследованиях литологов МГУ имени М.В. Ломоносова .....                                  | 121 |
| <i>Савко А.Д., Новиков В.М., Боева Н.М., Мануковский С.В., Крайнов А.В., Милаш А.В.</i>                      |     |
| Вторичные каолины из различных фаций мамонской толщи верхнего девона Воронежской антеклизы .....             | 123 |
| <i>Савко А.Д., Дмитриев Д.А., Свиридов В.А.</i>                                                              |     |
| Цеолит-кремнистые коры выветривания на меловых породах Воронежской антеклизы .....                           | 126 |
| <i>Сандула А.Н.</i>                                                                                          |     |
| Крустификационные структуры пород скелетного холма «Писанный камень» .....                                   | 128 |
| <i>Седаева К.М., Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Чэнь С.</i>                                                      |     |
| О полифациальности лессовых пород нижнего Поволжья (на примере разреза Средняя Ахтуба) .....                 | 130 |
| <i>Сорокин В.М.</i>                                                                                          |     |
| Генетические типы карбонатных осадков Черного и Каспийского морей ....                                       | 132 |
| <i>Староверов В.Н.</i>                                                                                       |     |
| Типы дельт бобриковского времени на юго-востоке Уральской НГП .....                                          | 133 |
| <i>Стукалова И.Е.</i>                                                                                        |     |
| Углететрографические и фациальные исследования в ГИН РАН: исторический аспект и современные достижения ..... | 135 |
| <i>Сухова О.Г.</i>                                                                                           |     |
| Литолого-петрографические особенности пород артинского яруса Лабаганского и Наульского месторождений .....   | 138 |
| <i>Тесакова Е.М., Шурупова Я.А.</i>                                                                          |     |
| Остракодовый анализ и его вклад в учение о фациях .....                                                      | 140 |
| <i>Тугарова М.А., Максимова Е.Н.</i>                                                                         |     |
| Фациальный анализ карбонатных резервуаров на примере активов ПАО «Газпром нефть» .....                       | 142 |
| <i>Фокин П.А., Тесакова Е.М.</i>                                                                             |     |
| Условия формирования отложений таврской свиты в обнажении «Орловка» (ЮЗ Крым) .....                          | 145 |

*Хераскова Т.Н., Антипов М.П.*

Особенности седиментации в Прикаспийской впадине на рубеже раннего-среднего карбона ..... 147

*Хомяк А.Н., Шардонова Т.А., Фадеева Н.П.*

Особенности состава и строения отложений доманиковой формации Южно-Татарского свода ..... 149

*Храмцова А.В., Мусихин А.Д.*

Фациальный анализ ачимовской толщи Восточно-Уренгойского месторождения (Западная Сибирь) ..... 152

*Черешинский А.В.*

Полиметаллическое и редкометальное оруденение в осадочном чехле Воронежской антеклизы ..... 154

*Шарданова Т.А., Хомяк А.Н., Хао Юэсян*

Литолого-фациальный анализ высокоуглеродистых комплексов ..... 157

*Шеболкин Д.Н.*

Условия образования венлокских отложений Приполярного Урала и гряды Чернышева ..... 159

*Шеремецкая Е.Д., Гаранкина Е.В., Шоркунов И.Г., Андреев П.В., Верлова Т.А., Беляев В.Р., Шишкина Ю.В.*

Последнедевонский междуречный морфолитогенез на Борисоглебской и юго-востоке Смоленско-Московской возвышенностях ..... 162

*Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Ткач Н.Т.*

Строение осадочной толщи голоцена Северного Каспия как отражение изменений климата и уровня моря ..... 164

Научное издание  
ЭКЗОЛИТ – 2019  
Фациальный анализ в литологии: теория и практика  
Годичное собрание (научные чтения),  
посвященное 110-летию со дня рождения  
доктора геолого-минералогических наук,  
профессора Григория Федоровича Крашенинникова  
Москва, 27–28 мая 2019 г.  
*Сборник научных материалов*

Издательство «МАКС Пресс»  
Главный редактор: *Е. М. Бугачева*

Отпечатано с готового оригинал-макета  
Подписано в печать 14.05.2019 г.  
Формат 60х90 1/8. Усл. печ. л. 21,75.  
Тираж 100 экз. Заказ 107.

Издательство ООО «МАКС Пресс»  
Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.  
119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ имени М.В. Ломоносова,  
2-й учебный корпус, 527 к.  
Тел. 8 495 939-3890/93. Тел./Факс 8 495 939-3891.

Отпечатано в полном соответствии с качеством  
предоставленных материалов в ООО «Фотоэксперт»  
115201, г. Москва, ул. Котляковская, д.3, стр. 13.