

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых
при Отделении наук о Земле РАН

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

ГЕОЛОГИЯ РИФОВ — 2025

Материалы Всероссийского литологического совещания
с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми, Россия

23—25 июня 2025 г.

GEOLOGY OF REEFS — 2025

Proceedings of All-Russian Lithological Meeting with international participation

Syktyvkar, Komi Republic, Russia

June 23—25, 2025



Сыктывкар

2025

УДК 55 (063)

ГЕОЛОГИЯ РИФОВ – 2025: Материалы Всероссийского литологического совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2025. 134 с.

Представлены материалы докладов Всероссийского литологического совещания с международным участием «Геология рифов – 2025». Рассмотрены разные аспекты все-стороннего изучения рифов: общие проблемы рифообразования, литолого-фациальная и палеонтологическая характеристики. Обсуждаются проблемы комплексной интерпретации рифов по сейсмическим и скважинным данным, а также их связь с полезными ископаемыми. Приведены результаты геохимических исследований рифогенных формаций. Поднимается ряд вопросов литологического изучения и генетической интерпретации микробиолитов и процессов бактериального литогенеза.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся исследованием рифогенных и специфических карбонатных образований.

Материалы докладов воспроизведены с авторских оригиналов с незначительной редакторской правкой.

РЕДАКТОРСКАЯ ГРУППА

А.И. Антошкина (отв. редактор), А.Н. Сандула, В.А. Салдин, Г.Н. Каблис, О.В. Габова, К.В. Ордин.

ОРГАНИЗАТОРЫ:

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Научный совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при
Отделении наук о Земле РАН
Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ:

А.И. Антошкина (председатель), И.Н. Бурцев (сопредседатель), А.Н. Сандула,
И.В. Козырева (секретариат)

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ:

В.Г. Кузнецов (председатель), Ю.О. Гаврилов, Г.А. Мизенс, В.А. Жемчугова,
Ю.В. Ростовцева, С.В. Сенин, Е.Н. Горожанина, Д.Н. Гражданкин, А.П. Вилесов,
В.П. Морозов, П.А. Ян

UDK 55 (063)

Geology of reefs – 2025: Proceedings of all-Russian Lithological Meeting with international participation. Syktyvkar: IG FRC Komi SC UB RAS, 2025. 134 p.

Proceedings of the contributions of All-Russia Lithological Meeting with international participation «Geology of reefs – 2025» are presented. The most important aspects of reef multifold study, general problems of reef-building, facies features of various types of organic buildups, problems of seismic stratigraphy of reef-containing formations and mineral resources of reef units are discussed. The results of geochemical studies of reef complexes are published. A few issues of lithological study and genetic interpretation of microbialites are considered.

The collection is of interest for a large number of specialists on reefs.

The proceedings were reproduced from the authors original paper with minor editorial changes.

EDITORIAL GROUP

A.I. Antoshkina (responsible editor), A.N. Sandula, V.A. Saldin, O.V. Gabova, G.N. Kablis, K.V. Ordin.

ORGANIZERS:

Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation
Scientific Council on Problems of Lithology and Sedimentary Minerals at the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences
Institute of Geology Komi Scientific Research Center Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

ORGANIZING COMMITTEE:

A.I. Antoshkina (chairman), I.N. Burtsev (co-chairman), A.N. Sandula, I.V. Kozyreva (secretariat)

PROGRAM COMMITTEE:

V.G. Kuznetsov (chairman), Yu.O. Gavrilov, G.A. Misens, V.A. Zhemchugova, Yu.V. Rostovtseva, S.V. Senin, E.N. Gorozhanina, D.N. Grazhdankin, A.P. Vilesov, V.P. Morozov, P.A. Yan

Секция

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ И
ОРГАНОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ**

- Эволюция карбонатных платформ в геобиосферной системе
- Самоорганизация, архитектура и эволюция биогенных структур
- Современные процессы образования морских карбонатов и органогенных построек
- Биолиты как важный компонент органогенных сооружений
- Изотопно-геохимические особенности рифовых пород

ГЕО-БИОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РИФООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

А.И. Антошкина

GEO-BIOSPHERE PROCESSES IN THE EVOLUTION OF PALAEOZOIC REEF FORMATION (ON THE EXAMPLE OF THE TIMAN-NORTHERN URAL REGION)

A.I. Antoshkina

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

The article discusses the relationship between Palaeozoic geo-biosphere processes and reef formation, which was reflected in the formation of significantly different morphological and genetic types of organogenic structures and biogenic frameworks. Their diversity is due to the response to global geological and biospheric processes. Geological processes were primarily determined by the global restructuring of the Earth's surface structures, both continental and oceanic, which affected changes in the chemistry of ocean waters. Regional tectonic processes were a consequence of global processes and differed in the location of their activation. Biospheric processes of abiogenic influence were associated with climate change and a response to fluctuations in the water level of the world ocean and shelf seas. Global biospheric changes in the organic world were manifested as biotic events, mass extinctions and divergence in response to changes in the physico-chemical environment. All these factors have influenced reef ecosystems, resulting in changes in the species and chemical composition of the framework, the genetic type of organogenic bodies and their geographic position within the sea and ocean basins.

Раскрытие Палеоуральского океана на границе кембрия и ордовика инициировало формирование континентальной западноуральской окраины как карбонатной платформы с последующим развитием рифовых отmelей. Глобальные палеорекострукции показывают, что эта территория в течение позднего ордовика–ранней перми располагалась в пределах 0°–30° южных и северных палеоширот. Такой диапазон изменения географического положения данной территории определялся движением литосферных плит.

В истории палеозойского рифообразования региона отчетливо обособляются три временных этапа, которые имеют характерные палеоэкологические черты, различаются по масштабам рифообразования, генетическим типам органогенных структур и положению в осадочном бассейне. Рифовые каркасы имеют палеоэкологические особенности, являющиеся важными индикаторами изменения физико-химических условий среды обитания, что важно для выяснения их участия в развитии рифовых экосистем палеозоя.

Как показали исследования биогенных сооружений разного типа в разрезах региона, биогенные каркасы подразделяются на пять основных категорий: 1) скелетные метазойные – типичные каркасные структуры в биогермах верхнего лlandoвери, биостромах среднего лlandoвери и нижней перми; 2) скелетные метазойно-микробиальные (во взаимовыгодных взаимоотношениях) – губково-строматолитовые, губково-гидроидно-микробиальные каркасные структуры в зрелых рифах среднего катия, лудлова, верхнего лохкова-прагиена; 3) скелетные микробиальные (в них морфология и основные признаки анатомического строения цианобактерий сохранены и хорошо распознаются) – строматолитоподобные каркасные структуры типичны для микробиальных рифов и пэтч-рифов верхнего лохкова, микробиальных рифов и холмов среднего франа-нижнего турне, верхнего визе; 4) несkeletalные кальцимикробные (каркасы из нераспознаваемых микробиальных структур) – строматолитовые небольшие постройки и пэтч-рифовые среднего лlandoвери; 5) биоцементные (кар-

касные структуры, где мелкие или тонкие организмы служат субстратом для твердых корок биологически индуцированного цемента) – мшанковые, палеоаплизиновые, филлоидно-водорослевые, тубифитесовые типы среди скелетных холмов верхнего карбона-нижней перми.

В палеозойской истории Земли отражаются периоды глобальных похолоданий (регрессий), сопровождавшихся масштабным эродированием карбонатных платформ, и глобальных потеплений (трансгрессий), выразившихся в затоплении платформ и возникновении обширных аноксидных обстановок и окислении. Эти события приводили к пертурбациям в шельфовых экосистемах, отражавшихся в смене бентосных и планктонных сообществ, и, соответственно, в изменении каркасостроителей. Скелетные метазойные каркасы (биогермы, биостромы, риф среднего катия) развиваются в относительно холодные периоды. Кроме того, метазойные рифы также могут развиваться во время интенсивных периодов похолодания при относительно потеплении климата, приводящего к повышению относительного уровня моря и растяжению карбонатных платформ. Однако усиление похолодания климата с оледенением могло приводить к распространению микробиальных холмов (фамен-ранний турне, поздний визе). Периоды потеплений иногда совпадают с преобладанием каркасных структур микробно-поддерживаемых микробиальных рифов и матрикс-поддерживаемых иловых холмов (средний-поздний фран). Глобальные биосферные изменения на Земле (см. рисунок) в органическом мире вызывали биотические события (Ireviken пограничные лlandoвери/венлок, Klonk силур/девон, Lau внутри лудфордия), массовые события вымирания (Hirnantian, Kellwasser, Hangenberg) и дивергенцию (например, таксономический «взрыв» среднего ордовика).

Анализ эволюции глобального палеозойского рифообразования показал, что на формирование биогенных каркасов и карбонатов в целом влияли: (а) химизм океанской и морской воды – экологическая стабильность наиболее характерна для таксонов, имеющих кальциевый состав скелета; (б) преобладание скелетных биокарбона-

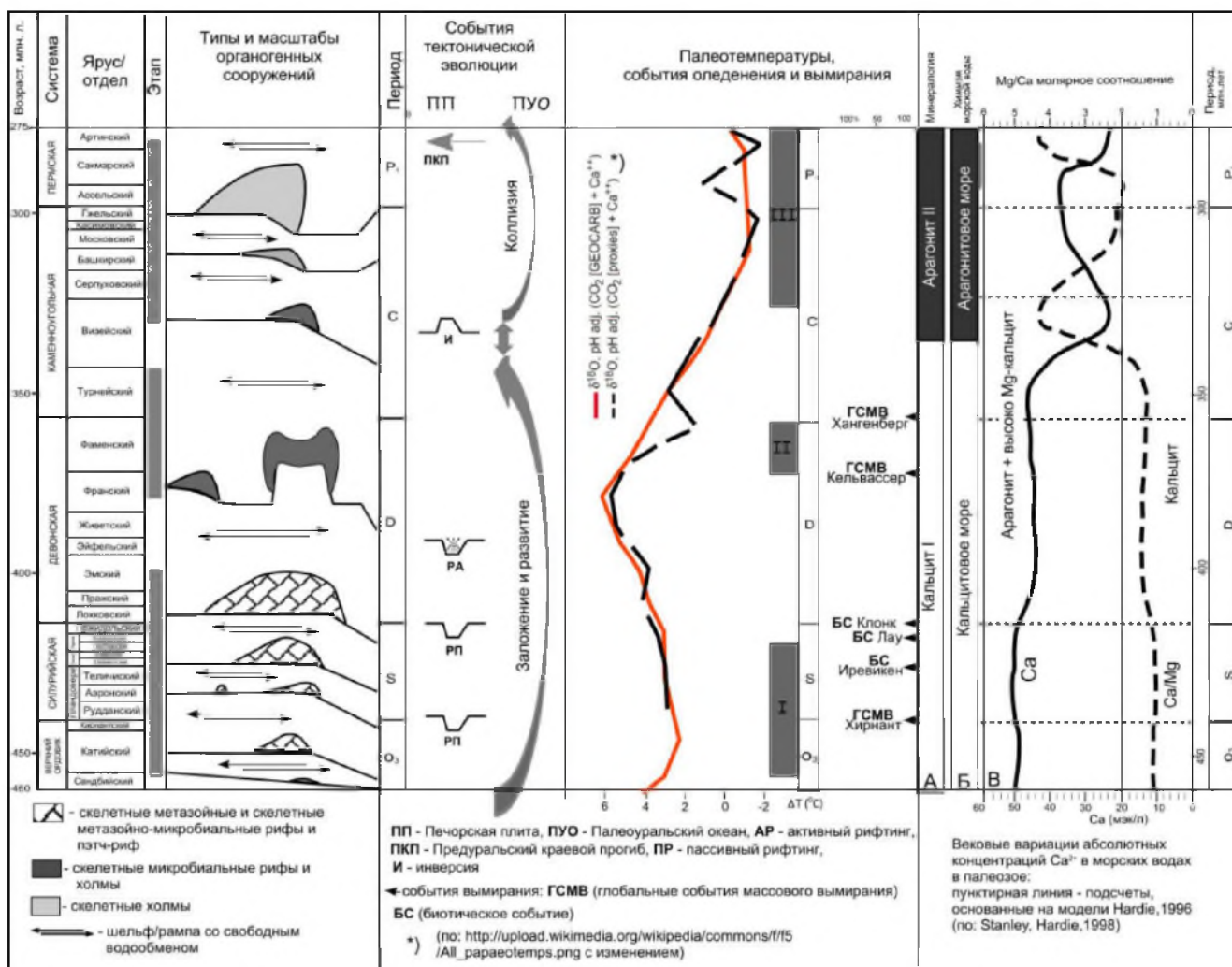


Рисунок. Взаимосвязь и взаимообусловленность палеозойского рифообразования с гео-биосферными процессами в Тимано-Североуральском регионе

тов и их видовая устойчивость, не зависящая от биотических событий (скелетные метазойно-микробные рифы); (в) массовое распространение микробных сообществ в ответ на тектоническую активизацию (фран-турне, поздний визе); (г) распространение нескелетных кальцимикробных карбонатов, обусловленное интенсивностью спрединга (глобального – расширение Палеоуральского океана и регионального – Печоро-Кожвинского палеограбена) и частыми колебаниями уровня моря; (д) широкое развитие биоцементных карбонатов определялось сочетанием холодного климата (фамен-ранняя пермь), повышением континентального сноса, увеличением трофики и арагонитовым составом океанских вод, глобальным понижением уровня моря (см. рисунок).

Изменения в окислительно-восстановительном состоянии океана, обусловленных климатом, можно найти в отложениях обширных эпиконтинентальных морей. Например, для раннего палеозоя во время крупных климатических изменений от холодного климата среднего и позднего ордовика до парниковых условий силура эти отложения могут показать динамику аноксидных событий. Она отражала неустойчивость климатических условий, так,

например, смену эпизодов парникового климата эпизодами похолодания в силурийский период. Во время интервалов потепления, низкие уровни растворенного кислорода могли приводить к снижению биоразнообразия, что сочеталось с высоким карбонатным насыщением, и все это давало свой вклад в развитие микробных карбонатов. В интервале ранний девон – ранняя пермь в каркасных структурах отчетливо отразилось динамическое взаимодействие биосферы, гидросферы, атмосферы и геосферы в системах земной поверхности. Среди них: (а) колонизация суши сосудистыми растениями, (б) формирование суперконтинентов Лавруссия и Пангея, (в) два массовых вымирания (пограничные события франа-фамена и девона-карбона) и (г) позднелаврийский ледниковый период (визе-средняя пермь). Важно учитывать тот факт, что на отражение гео-биосферных событий в рифообразовании активно или опосредованно оказывали влияние и региональные тектонические процессы, которые как по времени, так и по интенсивности могли существенно различаться в разных регионах.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

СТРОМАТОПОРОИДЕИ В ВЕНЛОКСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЙКАХ НА ПОДНЯТИИ ЧЕРНОВА

Е.В. Антропова

STROMATOPORIDS IN THE VENLOCK ORGANOGENIC BUILDUPS AT THE CHERNOV SWELL

E.V. Antropova

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

The fauna of stromatoporoids from the Wenlockian buildups of the Chernov swell was studied. There were identified *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.), *Syringostromella elegestica* (Riab.), *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Araneosustroma astroplexum* Antr., *Plexodictyon savaliense* (Riab.), *Plectostroma intertextum* (Nich.), *Densastroma himmestum* (Riab.), *Densastroma astroites* (Rosen), *Desmostroma confertum* Bol'sh., *Actinostroma scalense* Riab., *Stromatopora dzvenigorodensis* Riab. The representativeness of the stromatoporoid complex is of great interest due to the species with a wide geographic distribution and narrow stratigraphic confinement, which can be used in the construction of interregional correlation and for determining the migration paths of the fauna in the Silurian.

Выходы силурийских отложений на ручье Безымянном (бассейн р. Падымейтивис, притока р. Коротаихи, Ненецкий автономный округ) впервые были описаны и установлены Г.А. Черновым в 1941 г. [10] (см. рисунок). В последующем изучались А.И. Антошкиной, Т.М. Безносовой, Н.А. Боринцевой, Т.В. Майдль, П.Э. Мянником, В.Ю. Лукиным, В.А. Матвеевым и автором. Литология изучалась Н.И. Тимониной и Т.В. Майдль [4]. Органические остатки изучались в разное время И.А. Ляшенко и Т.М. Безносовой (брахиоподы), П.Э. Мянником и Л.В. Соколовой (конодонты), В.Ф. Барской, Н.А. Боринцевой, В.Ю. Лукиным (табуляты), В.С. Цыганко (ругозы), Г.А. Черновым, С.А. Князевым и В.А. Матвеевым (строматолиты), А.Ф. Абушиком (остракоды), О.В. Богоявленской и автором (строматопороидеи).

Довольно долгое время не существовало единого заключения о возрасте толщи, слагающей разрез по руч. Безымянный, что свидетельствовало о сложности биостратиграфической проблемы [1,5,9]. Впервые литологический и палеонтологический материал из отложений по руч. Безымянному был подробно изучен и проанализирован в 1988 г., что позволило обосновать венлокский возраст карбонатной толщи [1]. Позднее коллективом авторов было детализирована фауна разреза на основании изучения брахиопод, конодонтов, кораллов и анализа данных предыдущих исследователей по различным группам фауны [5].

В разрезе обнажаются две органогенные постройки, каркас которых слагают строматопороидеи, отличающиеся таксономическим составом и некоторыми структурными особенностями.

Органогенная постройка №1 (I пачка) имеет мощность органогенного образования ≥ 0.2 м. Ценостеумы строматопороидеи имеют размеры до 15 см, чаще всего полусферической, уплощенной форм. Определены *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.), *Syringostromella elegestica* (Riab.).

Эти виды имеют достаточно широкое стратиграфическое распространение. Вид *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.) характерен для венлокских (воронинские слои) и лудловских (кубинские слои) отложений западного склона Урала, венлокских (павдинский горизонт) и лудловских (пачка обломочных известняков) отложений Во-

сточного склона Урала [8, 9]. На западном склоне Приполярного Урала он также широко распространен в венлоке (устьдурнаюский горизонт) и лудлове (падымейтивисский горизонт) [3]. Вид *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.) развит в венлоке и лудлове повсеместно и является космополитом [3, 7, 11, 12]. Лишь вид *Syringostromella elegestica* (Riab.) имеет более узкое распространение и характерен для венлока Тувы и Восточного склона Урала (павдинский горизонт) [7]. Кроме того, в органогенной постройке обнаружены мелкие брахиоподы и гастроподы, редкие ругозы. Определения фауны брахиопод и кораллов также соответствуют венлокскому возрасту. Комплекс конодонтов является смешанным лландоверийско-венлокским [5].

Органогенная постройка №2 (пачка IV) находится в нижнем течении ручья и отчетливо выделяется во вмещающих породах. Известняки темно-серые, комковатые со значительной примесью желтого глинистого материала. Отчетливо видна слоистость нарастания кораллово-строматопоратовой фауны и пятнистое распределение глинистого материала. Прослой имеет мощность 0.8 м. Строматопороидеи крупные массивные, шаровидные, колюмнарно-массивные, диаметром до 0.4 м. Кораллы представлены сиригнопоридами и приурочены в большинстве к нижней части постройки. Также встречаются немногочисленные мелкие ругозы (до 1 см), раковинная фауна.

Определены строматопороидеи: *Ecclimadictyon fastigiatum* (Nich.), *Araneosustroma astroplexum* Antr., *Plexodictyon savaliense* (Riab.), *Plectostroma intertextum* (Nich.), *Densastroma himmestum* (Riab.), а также *Densastroma astroites* (Rosen), *Desmostroma confertum* Bol'sh., *Actinostroma scalense* Riab., *Stromatopora dzvenigorodensis* Riab. Этот комплекс достаточно представительен и разнообразен по составу, что свидетельствует о благоприятных условиях среды для роста и развития коралловой фауны. К формам с узким стратиграфическим распространением относится вид *Stromatopora dzvenigorodensis* Riab., известный из верхов скальского горизонта Подолии, тукальского горизонта Восточной Сибири, *Araneosustroma astroplexum* Antropova из падымейтивисского горизонта Западного склона Приполярного Урала [2, 3, 4]. В целом комплекс включает в себя пять видов, характерных исключительно для лудловских

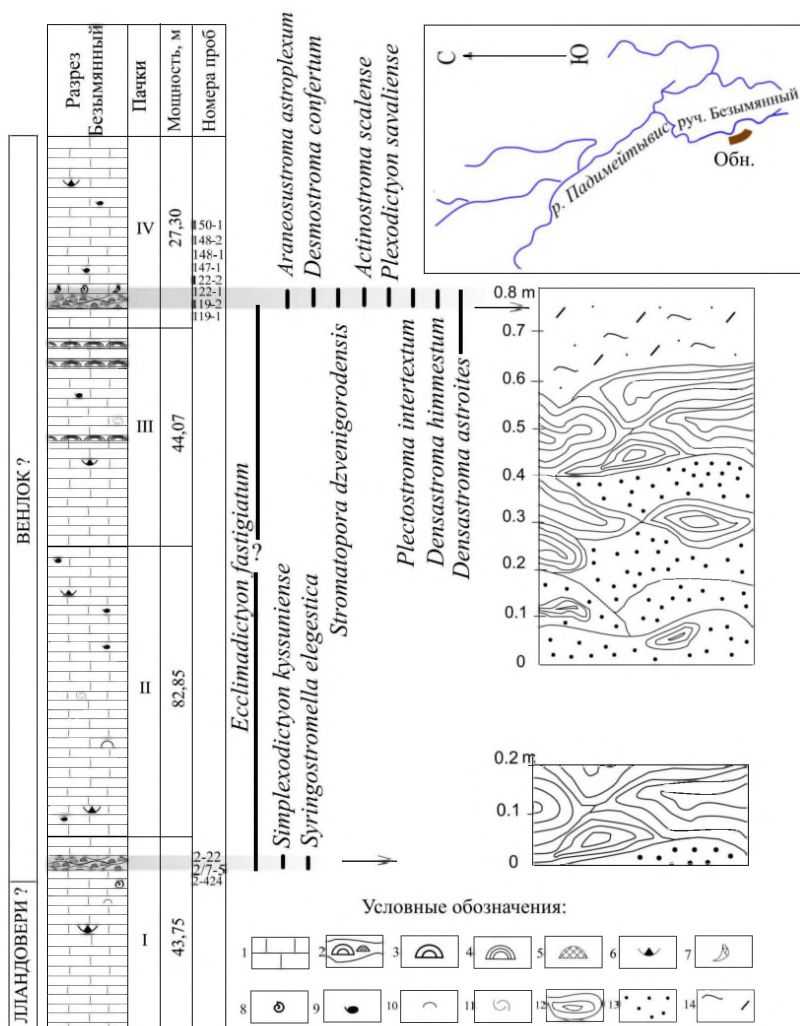


Рисунок. Разрез отложений разреза руч. Безымянный и схематическое распространение в нем ораганогенных построек.

Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — биоморфные образования; 3 — строматопороидеи; 4 — строматолиты; 5 — табуляты; 6 — брахиоподы; 7 — рогозы; 8 — гастроподы; 9 — остракоды; 10 — ракушечники; 11 — двустворки; 12 — строматопороидеи; 13 — табуляты; 14 — ораганогенно-обломочный известняк.

отложений, и четыре вида широкого стратиграфического распространения, характерных как для венлока, так и для лудлова.

Представительность комплекса строматопороидеи из венлокских ораганогенных построек поднятия Чернова (руч. Безымянный) представляет большой интерес благодаря видам с широким географическим распространением и узкой стратиграфической приуроченностью, которые можно использовать при построении межрегиональной корреляции и для определения путей миграции фауны в силуре.

Литература

1. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1988. Т.63. Вып.6. С. 32–39.
2. Антропова Е. В. Зональное расчленение силурийского разреза Приполярного Урала по строматопороидеям. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 15-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 4–7.
3. Антропова Е. В. Новые виды строматопороидеи из верхнеордовикских и силурийских отложений западного склона Приполярного Урала // Палеонтологический журнал. 2007, №6. С. 9–11.
4. Антропова Е. В. Новые данные о силурийских строматопороидеях руч. Безымянного (Поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. №9-10. С. 22–31.
5. Безнослова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В., Лукин В. Ю., Матвеев В. А. Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. №3. 2014. С.14–17.
6. Богоявленская О. В. Представители строматопорат из Clathrodictyidae и Actinostromatidae в силуре и девоне Урала // ПЖ. 1965. №1. С. 39–43.
7. Богоявленская О. В. Силурийские строматопороидеи Урала. М., Наука. 1973. 94 с.
8. Князев С. А. Силурийские отложения центральной части поднятия Чернова // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1965. Вып.6. С. 112–120.
9. Чернов Г. А. Силурийские отложения поднятия Чернова // Докл. АН СССР, 1964. С. 843–846.
10. Рябинин В. Н. Палеозойские строматопороидеи Печорского края и Приуралья. Л.–Архангельск–М., 1939. 85 с.
11. Яворский В. И. Stromatoporoidea Советского Союза. Т. III. М., 1961. 143 с.
12. Nestor H., Cooper P., Stock C. Late Ordovician and Early Silurian Stromatoporoidea Sponges from Anticosti Island, Eastern Canada. Ottawa: NRC Research Press, 2010. 166 p.



ЭЛЕМЕНТАРНАЯ СЕРА В РИФАХ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Я.Г.Аухатов

ELEMENTAL SULFUR IN THE REEFS OF THE VOLGA-URAL OIL AND GAS PROVINCE

Yan.G.Aukhatov

Институт проблем экологии и недропользования АН Республики Татарстан, Казань, Россия

This paper examines the issues of ancient sulfur accumulation in reefs caused by hydrogen sulfide contamination of sedimentation basins in uncompensated sedimentation conditions. The co-occurrence and paragenesis of domanic, reef, and sulfate-carbonate formations and subformations, as well as karst processes in areas of uncompensated subsidence, led to the formation of primary sulfur mineralization in the reefs.

Размещение рифов Волго-Уральская нефтегазоносной провинции контролируется областями опускания некомпенсированного типа (ООНТ) [3]. В строении ООНТ участвуют формаций трансгрессивно-регрессивного цикла (доманиковые, рифовые, сульфатно-карбонатные, галогенные, угленосные и т.д.). Зародившиеся в виде региональной структуры области опускания, имеют трехчленную структурно-формационную зональность, образуя следующие три зоны: центральную депрессионную (доманиковую); бортовую, обрамляющую ее (рифогенно-клиноформную); внешнюю шельфовую (карбонатно-сульфатную, терригенную) [4].

Согласно Р.Н. Валееву [4] в ООНТ формируется инундационная группа формаций – преобладание биохимических процессов литогенеза над механическим процессом с формированием трех формационных групп (доманиковой, рифогенной, сульфатно-карбонатной), отвечающих соответственно условиям компенсированного и некомпенсированного осадконакопления:

Для доманиковой формации необходимо некомпенсированное условие осадконакопления и сероводородное заражение бассейна седиментации, а для рифогенной формации необходимым условием является опускание с компенсированным осадконакоплением. При этом продуцирование метана обогащенными органическими веществами осадков способствуют развитию рифостроящих организмов [1]. Опускание дна бассейна осадконакопления с уменьшением глубины водного бассейна ведет к смешению рифообразования к осевой зоне (Камско-Кинельская система ООНТ).

Элементарная сера присутствует в рифогенных закарстованных карбонатных коллекторах углеводородов кизелевского горизонта турнейского яруса нижнего карбона ряда месторождений Среднего Поволжья и в виде желтых крупных кристаллов, заполняющих карстовые пустоты и трещины [9]. Элементарная сера обнаружена в подсолевых карбонатных отложениях среднего карбона Астраханского свода [9]. Во время бурения башкирских отложений среднего карбона Бухаровского газового месторождения в инт. 2894–2900 м в шлам выбуренной породы были обнаружены кусочки элементарной серы зеленовато-желтого цвета размерами от 1 мм до 5 мм [2].

Многие рифы в областях опускания контролируются надвигами. Например, одиночный Хилковский риф [6], где М.И. Фадеевым [9] обнаружена элементарная сера в карбонатных отложениях кизелевского горизонта, при-

уроченного к Жигулевскому надвику, секущему Мухомово-Ероховский прогиб Камско-Кинельской системы в крест простирания.

В поднятых над уровнем моря рифах атмосферные осадки, поглощаемые понижениями на поверхности, проникают вглубь и смешиваются с солеными морскими сероводородными водами. Среда становится окислительной, возникает кислородный барьер. При встрече сероводородных вод с кислородными H_2S окисляется до элементарной серы, которые в виде желтых крупных кристаллов заполняют карстовые пустоты и трещины.

Можно предполагать, что серонакопление тесно связано с положительными структурами, которые подвергались гипергенным карстовым процессам, в ходе которых формировались контрастные геохимические условия по Л.В. Пустовалову или геохимические барьеры. В последующем, когда потенциально нефтематеринские доманиковые отложения начали продуцировать нефтяные углеводороды и заполнять рифовые ловушки, в результате их реакции нефти с элементарной серой ($УВ \text{ нефтяного ряда} + S \text{ элем.} = \text{сероводород} + \text{сернистая нефть}$) [5], началось формирование сероводородсодержащих нефтяных углеводородов.

Проведено сопоставление гидрохимического состава вод, подстилающих залежи нефти с сероводородом и без него. Для пластовых вод турнейского яруса Среднего Поволжья залежей с сероводородом характерна уменьшение метаморфизма, понижение их минерализации, в том числе и содержания иона кальция, брома, а также высокие содержания сульфат-иона в пластовых водах. То есть, подстилающие воды залежей с сероводородом имеют некоторые отличительные черты по метаморфизации, а также их минерализации и химическому составу. По данным известного гидрогеолога Е.Ф. Станкевича, низкая минерализация таких вод, уменьшенное содержание в них иона кальция, брома и относительно высокое содержание в них сульфат-иона, по сравнению с фоновым, указывает на их взаимодействие с инфильтрационными или гипергенными водами.

Латеральный ряд формаций и субформаций (доманиковая—рифовая—сульфатно-карбонатная) платформенного (Камско-Кинельская система ООНТ) и орогенного (Предуральская система ООНТ, Бугурусланская ООНТ) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям, а также

установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ООНТ [2].

Литература

1. Антошкина А.И., Леонова Л.В., Симакова Ю.С. Миоценовые мшанковые биогермы мыс Казантип, Крым: роль газифлюидного высачивания и их генезис // Геология рифов: Мат-лы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар, 2020. С. 23–24.
2. Аухатов Я.Г. К вопросу о генезисе сероводорода Бухаровского газового месторождения // Геология, Известия Отд. Наук о Земле и экологии АН РБ. 2011. №16. С. 113–114.
3. Аухатов Я.Г. Классификация областей опускания некомпенсированного типа, контролирующее размещение рифов // Геология рифов: Мат-лы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 25–26.
4. Валеев Р.Н. Тектоника и минерогения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
5. Валитов Н.Б. Роль элементарной серы в образовании глубинного сероводорода в карбонатных коллекторах // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 4. С. 969–972.
6. Грачевский М.М., Хачатрян Р.О. Комардинкина Г.Н. Орифовой природе Хилковского карбонатного массива // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. №2. С. 429–433.
7. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Изд-во Гилем, 2001. 234 с.
8. Логинова В.Е., Навроцкий О.К. Содержание элементарной серы в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. М.: Наука, 1978. С. 50–51.
9. Фадеев М.И. Роль карста в формировании нефтяных месторождений в карбонатных породах Куйбышевского Поволжья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 3. С. 662–665.



ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА НИЖНЕПЕРМСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ РАЗРЕЗА «ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ»

О.С. Ветошкина

ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBON AND OXYGEN OF THE LOWER PERMIAN LIMESTONES OF THE PISANY KAMEN SECTION

O.S. Vetoshkina

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

The isotopic composition of carbon and oxygen of limestones from the Pisany Kamen reef massif, one of the most representative skeletal hills of the western slope of the Northern Urals in the Lower Permian carbonate deposits observed on the Unya River in its middle reaches, has been determined. The presence of isotope-heavy carbon limestones (up to +6.52 ‰) may indicate an increase in productivity in the sedimentation basin.

Рифы в современных и древних морях являются специфическими фациями карбоната накопления, своеобразными экосистемами, чуткими показателями тектонического режима и палеогеографических условий, важным источником палеоинформации [1]. Рифогенный массив «Писаный камень» — один из самых представительных скелетных холмов западного склона Северного Урала в нижнепермских карбонатных отложениях, наблюдается на р. Унья, в ее среднем течении, в правой заостровке о. Писаный [2]. 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 (обн. 28), а также в правом борту каньона ручья (обн. 28А-Н, см. рис. в [7, 8]). Изученные породы в данном разрезе представлены известняками.

Геологическое изучение пород разреза «Писаный камень» ранее было проведено А.И. Равикович, Н.В. Калашниковым, Ю.А. Алуевым, А.Н. Сандулой и Е.С. Пономаренко [3–9]. В настоящее время были проанализированы как особенности строения, так и характер развития эко-

системы данной постройки. Полученные данные позволили построить объемную модель строения массива «Писаный камень» [7]. Характер распределения выделенных парагенетических ассоциаций показывает, что в его строении выделяется три скелетных холма, образовавшихся последовательно друг за другом [2]. Они разделяются отложениями стадий деструкции, различаются мощностью и увеличивающимся разнообразием структурных компонентов. По всей видимости, в асельское время в области формирования скелетного холма «Писаный камень» условия осадконакопления были весьма изменчивы [8]. На севере и юге от массива находились более глубоководные участки, где в большей мере накапливались биокластовые и микробиально-биокластовые породы с палеоаплизинами, филлоидными водорослями и мшанками [2].

В связи со сложностью генетической интерпретации пород слагающих массив, особую актуальность приобретают изотопно-геохимические данные, позволяющие комплексно решать генетические вопросы. В целом этот район плохо изучен геохимически, и впервые появляется возможность проследить эволюцию изотопного и хи-

Таблица.

Химический состав (%) и изотопный состав углерода и кислорода (‰) известняков скелетного холма «Писаный камень».

	Образец	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	н.о.	CO ₂	δ ¹³ C (PDB)	δ ¹⁸ O (SMOW)	δ ¹⁸ O (PDB)
1	У28/2	53.42	<0.50	0.011	0.058	0.0091	0.48	42.74	6.3	28.3	-2.5
2	У28-6 (2-1)	53.54	0.56	<0.010	0.066	0.0081	0.32	42.81	6.5	27.6	-3.2
3	У28-6 (2-2)	53.31	0.56	<0.010	<0.050	0.0091	0.26	42.81	6.2	28.4	-2.4
4	У28/6 (2-3)	52.75	0.80	<0.010	0.16	0.0089	0.40	42.87	6.4	28.5	-2.3
5	У28а19	53.76	<0.50	0.014	0.11	0.0091	0.22	42.62	6.3	28.8	-2.0
6	У28/69	53.37	0.52	<0.010	0.088	0.013	0.22	42.49	6.3	26.7	-4.0
7	У28/89	52.86	1.11	0.015	0.052	0.0093	0.42	42.81	6.2	29.3	-1.5
8	У28/107	52.98	1.12	<0.010	0.058	0.0089	0.34	43.00	6.5	28.5	-2.3
9	У28/117	52.42	1.52	<0.010	0.084	0.0074	0.40	43.06	6.2	28.4	-2.4
10	У28 Н (2-1)	53.09	<0.50	0.011	0.068	0.011	0.68	42.74	6.3	29.4	-1.4
11	У28 Н (2-2)	53.31	<0.50	<0.010	<0.050	0.0064	0.18	43.00	6.1	28.5	-2.3
12	У28 Н (2-3)	53.20	<0.50	0.012	<0.050	0.011	0.06	42.81	6.4	30.2	-0.6
13	У28 Н (2-4)	52.98	<0.50	0.010	0.11	0.033	0.36	42.68	6.4	30.2	-0.6

мического состава карбонатных пород. Для предварительных исследований взяты известняки, включающие раковины брахиопод. Были сделаны карбонатные анализы и определен изотопный состав углерода и кислорода (см. таблицу). Карбонатное вещество пород представлено кальцитом. Они мало различаются по химическому составу, содержанию нерастворимого остатка и изотопному составу карбонатного углерода. Значения δ¹³C варьируют в пределах от 6.1 до 6.5 ‰ (PDB). Диапазон изменения величин δ¹⁸O составляет от 27.6 до 30.2 ‰ (SMOW). Полученные значения δ¹³C отличаются от известных данных по морским карбонатам. Величины δ¹³C для осадочных карбонатов в условиях полного равновесия с атмосферной CO₂ в современных обстановках обычно не превышают +5 ‰. Нахождение относительно тяжелых по углероду карбонатов в осадочном комплексе нижнепермского массива «Писаный камень» (до +6,5 ‰) ставит проблему поиска причин таких значений, поскольку их объяснение может внести ясность в представление об эволюции процесса осадконакопления в исследуемом районе. По всей вероятности, относительно высокие значения обусловлены особенностями карбонатонакопления. В частности, присутствие изотопно-тяжелых по углероду известняков может свидетельствовать о повышении продуктивности в бассейне осадконакопления [10]. При этом становится понятным и некоторое утяжеление в этих осадках изотопного состава кислорода карбонатов (до 30,2 ‰), который находился в равновесии с изотопно-тяжелой остаточной водой. Высокие значения δ¹³C в осадках с высокой продуктивностью фиксируются и в современных бассейнах. Предполагается, что обогащение ¹³C пород обусловлено преимущественным извлечением ¹²C органическим веществом в замкнутых бассейнах [10]. В дальнейшем для повышения надежности данные разных разрезов необходимо корректировать сравнением друг с другом и можно проследить так называемые изотопные вариации изменений климата.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература

1. Журавлева И.Т. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник / И.Т. Журавлева, В.Н. Космыгин, В. Г. Кузнецов и др. М.: Недра, 1990. 184 с.
2. Сандула А.Н., Хомутинников С.Н. Модель строения нижнепермского скелетного холма «Писаный камень» (р. Унья, Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми 16-18 апреля 2019 г. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 221–224.
3. Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печоры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1956. Т. XXXI (2). С. 36–59.
4. Пономаренко Е.С. Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 177 с.
5. Калашников Н.В., Михайлова З.П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Геология Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971. С. 61–65. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 14).
6. Алуев А.В. Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения «Писанного камня» (р. Унья, Северный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Уральском регионе: Докл. 5-й студ. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 42–49.
7. Сандула А.Н. Геологическое строение массива «Писаный Камень», р. Унья, Северный Урал // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания. (Сыктывкар, р. Коми, Россия, 15-17 июня 2015 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 136–137.
8. Сандула А.Н., Хомутинников С.Н. Литология нижнепермского скелетного холма «Писаный камень» (р. Унья, Северный Урал). Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 190–192.
9. Пономаренко Е.С. Стадии развития ассельской органогенной постройки на реке Унья (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт. 2008. С. 203–206.
10. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.



**АРХИТЕКТУРА И ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЮРСКОГО
РИФОГЕННОГО МАССИВА ГОРЫ ШАЛБУЗДАГ (ЮЖНЫЙ ДАГЕСТАН)****Ю.О. Гаврилов****ARCHITECTURE AND LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPER JURASSIC
REEF MASSIF OF THE MOUNT SHALBUZDAG (SOUTHERN DAGESTAN)****Yu.O. Gavrilov****Геологический институт РАН, Москва, Россия**

Abstract. The Upper Jurassic reef complex of the Shalbudzag mountain range in southern Dagestan was the western segment of the Shahdag barrier reef zone, which separated areas with different types of sedimentation: relatively shallow sediments of the carbonate platform accumulated to the north of it, and thick strata of carbonate and terrigenous flysch formed in the Dibrara trough to the south. The reef massif has an approximately ring-shaped configuration with a diameter of about 4.5 km. There are some large reef structures (several 100 m in diameter) on its territory, as well as numerous small bioherms ranging in size from several meters to the first tens of meters. Reef biota: diverse corals, gastropods, brachiopods, algae, crinoids, etc. The inter-reef space is filled with sedimentary strata, the occurrence of which varies significantly from horizontal to steep; cyclicity and gradation textures are often observed in them. The formation of the reef complex was influenced by such factors as (1) climate changes from humid in the Middle Jurassic to arid in the Late Jurassic, (2) the occurrence of a transition zone between regions with different tectonic development regimes and sedimentation patterns, (3) sea level fluctuations of various orders, and some others.

Мезозойские осадочные комплексы Большого Кавказа (БК) в течение своего формирования неоднократно претерпевали существенные литологические и геохимические изменения под влиянием таких факторов как смена тектонического режима района, климатические флуктуации, эвстатические колебания уровня моря, некоторые другие. В частности, такие изменения были характерны для юрской истории региона. Здесь на рубеже средней и поздней юры произошли существенные климатические, палеогеографические, тектонические изменения, которые привели к радикальным изменениям характера осадконакопления. Если в ранней и средней юре в бассейне БК в условиях гумидного климата накапливались терригенные толщи, в том числе угленосные, то в среднем келловее ситуация существенно изменилась: гумидный климат сменился аридным и началось накопление характерных для него отложений — красноцветных и пестроцветных, местами эвапоритовых толщ.

В поздней юре для региона БК были также характерны тектонические изменения. В это время здесь произошла отчетливая дифференциация зон с различным типом осадконакопления: на месте южной системы байосско-батских прогибов возникли троговые прогибы, в которых накапливались мощные толщи терригенного и карбонатного флиша. На Восточном Кавказе этой зоне соответствовал Дибрарский прогиб. С севера прогиб был ограничен Шахдагской зоной барьерных рифов, которая протягивается в виде цепочки рифовых построек от западной её части в южном Дагестане к востоку до побережья Каспийского моря. К северу от барьерного рифа накапливались относительно мелководные отложения — известняки, доломиты, красноцветные, эвапориты и др. Эта зона охватывала большую часть территории Северного Кавказа, а также южные части Скифской плиты. Обширная область мелководного морского и лагунного осадконакопления и полоса барьерных рифов, может рассматриваться как карбонатная платформа [4]; вопросы строения южной окраины карбонатной платформы были рассмотрены на примере массива Шахдаг [2].

В более западных районах Южного склона БК аналогичная формационная конфигурация была характерна для Новороссийского флишевого прогиба и связанными с ним цепочками барьерных рифов (Ахцу-Кацирха, Рачинская, Лагонакская зоны). По тектоническому и палеогеографическому положению рифовые формации БК схожи с пермскими рифовыми системами восточного края Русской плиты на границе с Предуральским прогибом [1, 3 и др.].

Объектом наших исследований был западный сегмент Шахдагской зоны барьерных рифов — горный массив Шалбуздаг (ШМ), расположенный в Южном Дагестане на правобережье реки Самур. Составляющие его рифогенные постройки отпрепарированы эрозией, что позволяет наблюдать на площади особенности его строения. Рифовый массив в плане представляет собой кольцевую структуру диаметром около 4,5 километров (см. рисунок, а). С запада массив ограничен почти вертикальной стеной, высотой до 4122 м; к востоку его высота уменьшается до примерно 2500 м. Массив представляет собой совокупность биогенных структур различной величины и формы. Здесь можно выделить несколько (4–5) крупных кольцевых рифогенных построек со схожим строением (см. рисунок, б, в). В их центре располагается куполообразное поднятие — биогенное ядро, облегаемое слоями, сложенными как осадочным материалом, так и слоями, видимо, водорослевой природы. Окружает поднятие зона более рыхлых отложений с редкими линзовидными прослоями карбонатных пород; этой зоне соответствует понижение в рельефе. Далее следует внешняя часть рифогенной постройки — зона круто залегающих слоев карбонатных пород. Таким образом, формирование таких построек происходило как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Межрифовое пространство заполнено осадочным материалом — в основном продуктами разрушения биогенных структур. Характер залегания слоев зависит от их взаимоотношения с биогенными образованиями и варьирует от почти горизонтального до довольно крутого.

Помимо крупных рифогенных структур в пределах ШМ встречаются многочисленные биогермные постройки от-

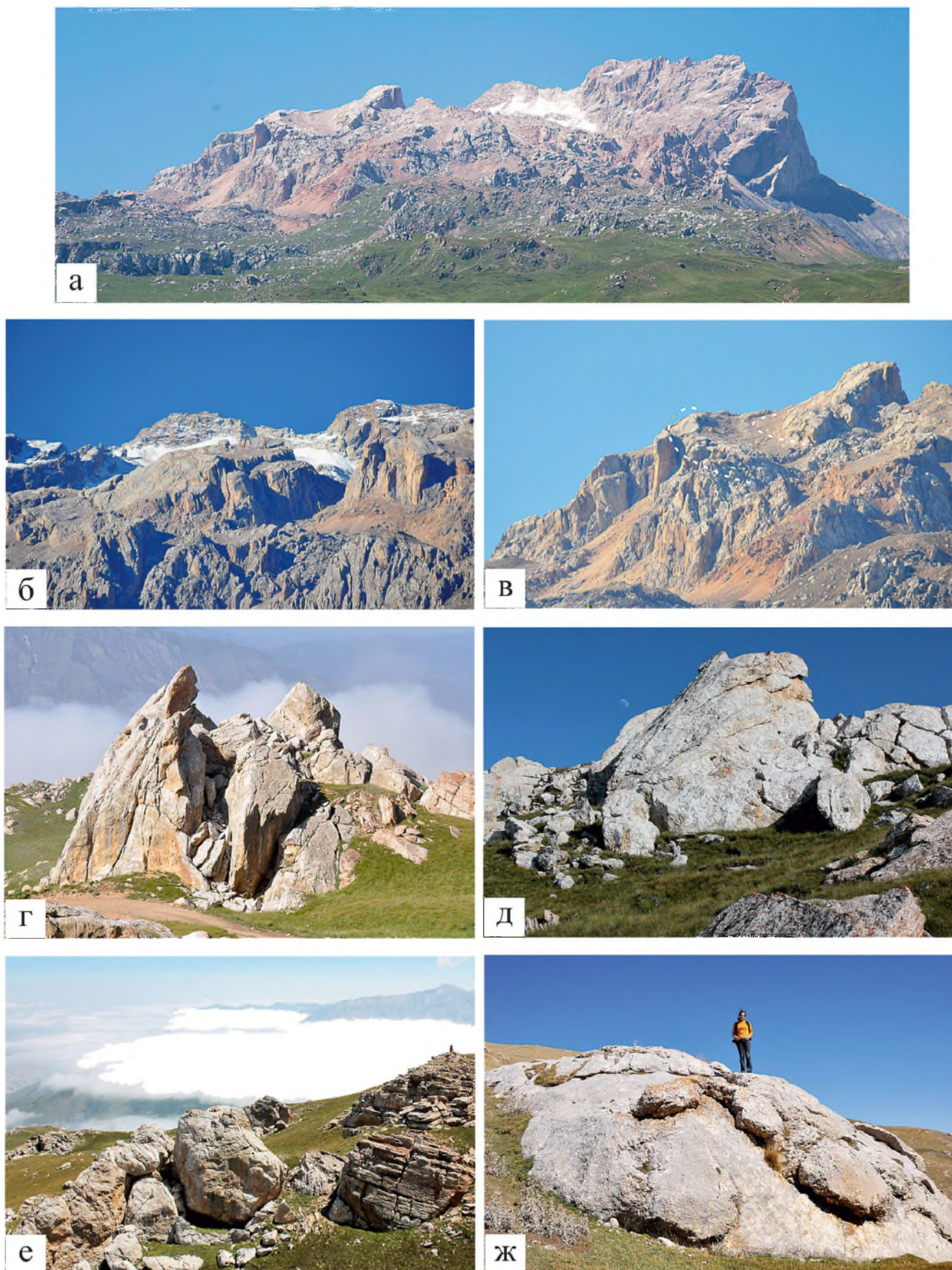


Рисунок. Рифогенный массив Шалбуздаг и элементы его структуры: а – общий вид массива Шалбуздаг (вид с севера); б, в – крупные кольцевые рифовые постройки; г-е – биогермы разной морфологии на территории массива; ж – биогерм на горном склоне, окружающем рифогенный массив.

носителем небольшого размера — от нескольких метров до первых десятков метров в диаметре (см. рисунок, г–е). Как правило, в них хорошо выражено биогенное ядро и налегающие на него слои органогенного и осадочного происхождения. Ядра биогермов имеют различную форму — от пологого купола до шаровидной формы (см. рисунок). За пределами основной кольцевой структуры ШМ также встречаются одиночные биогермные постройки разного размера и формы (см. рисунок, ж).

Для осадочных толщ, заполняющих межрифовое пространство, часто бывает характерна цикличность, которая заключается в чередовании слоев с градиационной текстурой. Толщина циклитов — до 0.5 м, в их основании нередко залегают крупнообломочные брекчии с размером остроугольных обломков известняков до 10 — 20 см). Биота рифов представлена разнообразными кораллами, гастроподами, брахиоподами, водорослями, криноидеями и др. В пределах рифогенного комплекса отмечены поверхности слоев с трещинами усыхания, придающие слоям полигональный облик.

На западном окончании ШМ — на поверхности вертикальной высокой стены распознаются интервалы пород, соответствующие разным этапам развития рифогенного массива. В основании толщи залегает крупная куполообразная линза известняков (высота — несколько десятков метров), к которой сбоку примыкает слоистая толща осадочных пород (фашия межрифовых отложений). Выше —

по сравнительно резкому контакту на них налегает толща, которая по своей структуре и набору фаций аналогична залегающей ниже (т.е. известняковая линза и прилегающие к ней слоистые отложения). Структура более высоких частей разреза (вблизи вершины стены) уверенно не распознается, но имеются элементы сходства с нижележащими. Такие взаимоотношения элементов разреза могут свидетельствовать о достаточно отчетливо выраженных эпизодах — перерывах, которые были вызваны существенными по величине падениями уровня моря (3-го порядка?), и о соответствующей им цикличности в развитии рифогенного массива Шалбуздаг.

Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 304 с.
2. Гаврилов Ю.О. Архитектура южной краевой зоны верхнеюрско-валанжинской карбонатной платформы северо-восточного Кавказа (Дагестан, Шахдагский массив) // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 6. С. 507–520.
3. Жемчугова В.А. Верхний палеозой Печорского бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). Сыктывкар: Коми республиканское изд-во. 1998. 160 с.
4. Кузнецов В.Г. и др. О строении и условиях формирования титонских отложений разреза Балта (Северная Осетия) // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 3. С. 120–127.



ФРАНСКИЕ РЕЦЕПТАКУЛИТОВЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Ю.А. Гатовский¹, Г.А. Калмыков¹, Ю.А. Коточкова¹, А.Г. Мизенс²

FRASNIAN RECEPTACULITID MOUNDS OF THE WESTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS

Yu.A. Gatovsky¹, G.A. Kalmykov¹, Yu.A. Kotochkova¹, A.G. Mizens²

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

² Институт геологии геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The receptaculitid mounds have been described in the Middle Urals. The mounds are small in size and were classified as bioherms. A large, unique specimen measuring about 20 cm was found. The age of the mounds is determined from brachiopods and conodonts as Upper Frasnian.

Рецептакулиты — это ископаемые организмы неопределенного происхождения, которые встречаются спорадически и в виде локальных скоплений в мелководных известняках в основном раннего палеозоя. Традиционно их считали губками, однако самые последние исследования предполагают, что они были группой известковых водорослей, но это никоим образом не было доказано окончательно. На западном склоне Среднего Урала, на левом берегу р. Чусовой, ниже д. Пермьково, обнажаются скальные выходы франских рифов (рис. 1). Здесь были описаны рецептакулиты. Рецептакулиты обычно встречаются в виде изолированных особей в сублиторальных известняках, в основном ордовикского и силурийского возраста. Однако иногда они были важными рифообразователями. Круп-

ные нижнеордовикские рифы южной Оклахомы демонстрируют каркасы, состоящие из рецептакулит *Calathium*, губок литистид, кальцифицированных коккоидных цианобактерий (*Renalcis*), строматолитов и тромболитов [1]. Каркас нижнеордовикских патч-рифов в Юте состоит из губок литистид, *Calathium* и строматолитов [2]. Базальная зона рифа среднего ордовика в Теннесси состоит из *Calathium*, покрывающих мшанок и фиксаторов пельматозоев [3]. Возможно, что рецептакулиты впоследствии были вытеснены из ниши мелководного рифового обитания, предположительно, из-за экологического давления со стороны других сидячих метазойных организмов с выгодными характеристиками, и они, как правило, встречаются в мелководных сублиторальных, нерифовых отложе-

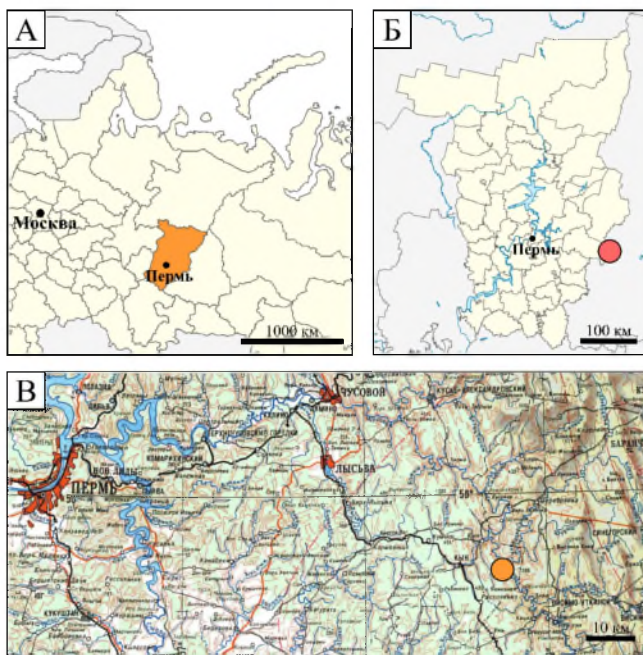


Рис. 1. Местонахождение рифового комплекса «Камень Столбы» на Среднем Урале: А – общая схема; Б – Пермский край; В – карта с окрестностями у д. Пермьково на р. Чусовой. Коричневым кругом обозначено место находки рецептакулитов.

ниях [4]. К позднему девонскому времени рецептакулиты стали редкими и, по-видимому, были ограничены относительно глубокими, низкоэнергетическими, вероятно, более спокойными обстановками. Рецептакулиты распространены в предрифовых фациях рифового комплекса бассейна Каннинг в Западной Австралии [5]. Бельгийские виды населяли более глубоководные рифы с иловыми холмами и окружающими сланцами [6]. С. Ритшель [7] утверждал, что рецептакулиты жили в рифах и вокруг них в позднем девоне, но были ограничены нишами с низкой энергией.

Присутствие рецептакулитов в девонских отложениях Западного Урала считалось для последнего времени исключительной редкостью. Существовало мнение, что эти организмы были распространены только в отложениях силура Прибалтики, Европы, Канады и США. В настоящее время известны их находки и в девонских отложениях во многих регионах мира, в том числе и на Южном Урале [8]. Рецептакулиты на Среднем Урале впервые были встречены и описаны Б.И. Чувашевым [9]. В 2022 году авторы посетили это местонахождение и заново изучили эту органогенную постройку. В нижней части одного из скальных выходов «Камень Столбы» обнаружено большое скопление рецептакулитов, образующих органогенную постройку типа биогерм (рис. 2). Здесь была сделана уникальная находка очень крупной особи этих организмов (рис. 3Д). Биогерм состоит из кубкообразных, дискоидальных, окремненных или доломитизированных отдельных особей *Receptaculites*, «плавающих» в доломитовой матрице вакстоуна и пакстоуна (рис. 3). Организмы широко варьируются по размеру от нескольких до почти 20 см в диаметре и расположены лакунным (апикальным) полюсом, ориентированным вверх. Некоторые из них перфорированы и инкрустированы пучками нитей *Girvanella*, также встречаются разбросанные разрозненные меромы. Осадок внутри *Receptaculites* представляет собой извест-

ковый мадстоун. Матрица между *Receptaculites* биокластовая. Биокласты включают в себя мелких брахиопод, гастропод, спикулы губок, остракоды, мшанки и фрагменты пельматозоа. Ассоциация водорослей здесь состоит из главных рифообразователей родов *Izhella*, *Epiphyton*, *Renalcis*, *Shuguria*. Иногда они ассоциируют с водорослями родов *Girvanella*, *Rothpletzella*, *Wetheredella*, а также *Solenopora*. Нет никаких доказательств подводной цементации и никаких других свидетельств о тканях, которые предполагали бы жесткий каркас рифа. Сообщество мелких, прикрепленных, подвижных и инфаунных бентосных организмов, которые сосуществовали с сидячими *Receptaculites*, предполагает, что среда осаднения была тихой, с полностью кислородосодержащим сублиторальным морским дном, ниже базиса волн, но, вероятно, в пределах фотической зоны. Его близость к карбонатным банкам, возможно, связана с повышенным снабжением питательными веществами или с локальной защитой от разрушительного воздействия волн и обломочных потоков.

В верхней части постройке была обнаружена брахиоподовая банка. Найдено 18 экземпляров брахиопод. Большинство раковин и отдельных створок сохранились целиком, у некоторых отбиты небольшие кусочки. Из найденных брахиопод половина относится к ринхонеллидам (в основном это представители рода *Hypothyridina* – 39%, также *Pugnax* и *Parapugnax*), треть – к спириферидам (виды *Adolfia*), также встречены пентамерида (*Gypidula*), ортида (*Schizophoria*) и атрипида (*Atryparia*). Соответственно половина встреченных здесь брахиопод относятся к опорному подтипу якорного типа (*Hypothyridina*, *Pugnax*

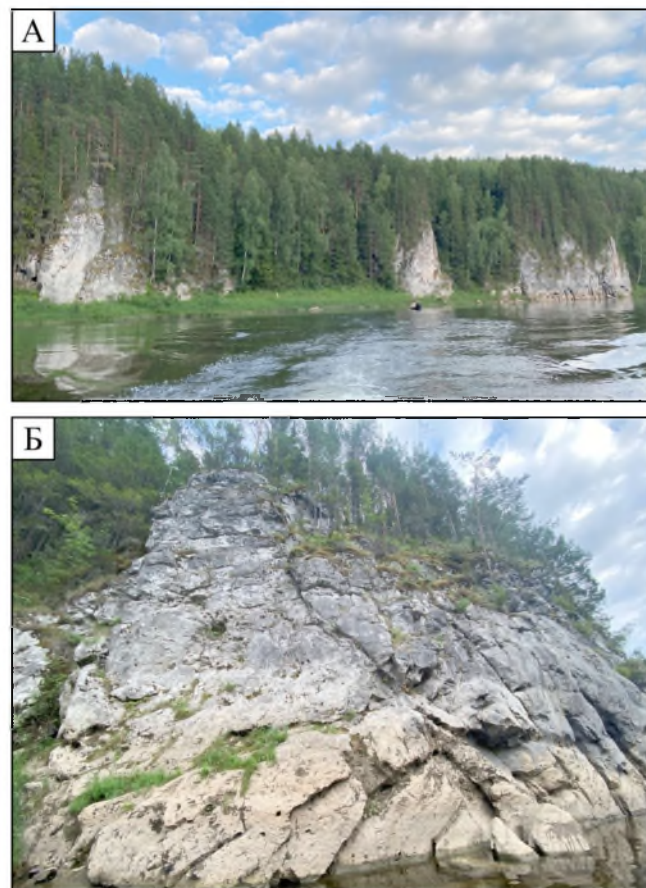


Рис. 2. Рецептакулитовая органогенная постройка: А – общий вид скальных выходов «Камень Столбы»; Б – рецептакулитовый биогерм.

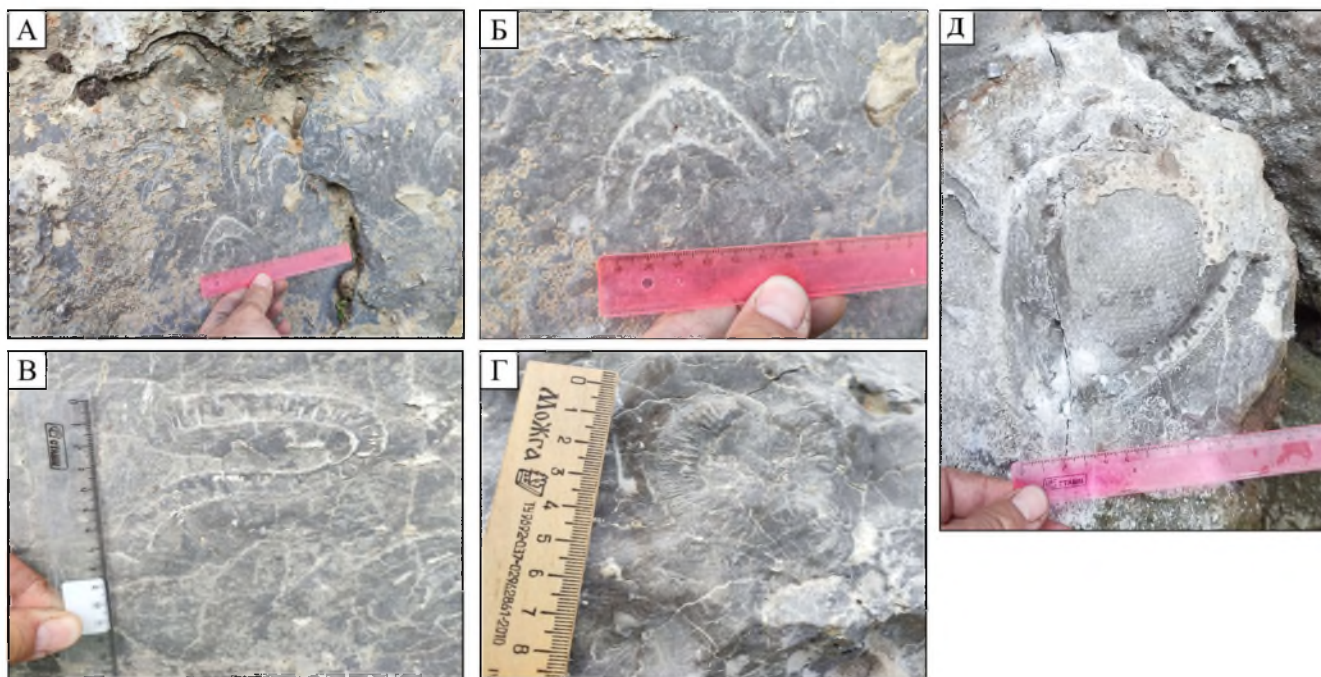


Рис. 3. Находки рецептакулитов в обнажении: А – участок поверхности биогерма с рецептакулитами; Б – вертикально ориентированный образец, показывающий поперечное сечение рецептакулитовых пластин; В – поперечное сечение крупного экземпляра *Receptaculites neptuni* Deffr., 1827; Г – поперечный разрез молодого экземпляра *Ischadites sukurensis* Suschkin, 1958; Д – уникальная находка крупной особи рецептакулита в прижизненном положении.

и *Parapugnax*), треть — к усложненному подтипу якорного типа (*Adolfia*), два экземпляра — к основному подтипу якорного типа (*Schizophoria* и *Atryparia*) и один — к утяжеленному подтипу свободнолежащего типа (*Gypidula*) [10]. Виды *Atryparia* (*Costatrypa*) *posturalica*, *Parapugnax nikolaevskensis* и рода *Hypothyridina*, *Gypidula* ранее уже описывались как характерные для рифовых отложений [11]. Возраст постройки по брахиоподам определяется как позднефранский. Из этих же отложений получены конодонты *Palmatolepis gyrata*, *Polygnathus brevis*, *Po. krestovnikovi*, *Icriodus symmetricus*, *Belodella devonica*, *B. robustidentata* и *B. minutidentata*, которые характеризуют верхнюю часть мендынского и нижнюю часть аскынского горизонтов верхнего франа.

Распространение *Receptaculites* на Среднем Урале, по-видимому, ограничено одним стратиграфическим интервалом. С этим уровнем связывают первое крупное затопление франских карбонатных платформ. Это трансгрессивное событие, вызванное относительным повышением уровня моря, соответствует основанию трансгрессивно-регрессивного (Т-Р) цикла, как определено Джонсоном и др. [12]. Рецептакулиты в Бельгии впервые появляются в «горизонтах» F2b, которые являются основой восходящего цикла обмеления, который достигает кульминации в рифах F2d и который также представляет собой основу цикла Т-Р [12]. Они также встречаются в основаниях двух последующих рифовых циклов F2h и F2j или вблизи них [13], которые примерно эквивалентны верхним формациям Leduc и Nisku, соответственно, в Альберте [4]. Последствия появления рецептакулитов в основании таких трансгрессивных циклов пока неясны.

Литература

1. Toomey D.F. and Nitecki M.H. Organic buildups in the Lower Ordovician (Canadian) of Texas and Oklahoma // *Fieldiana Geology*. 1979. N. ser., No. 2. P. 35– 62.

2. Church S.B. Lower Ordovician patch reefs in western Utah // *Brigham Young University Geology Studies*. 1974. V. 21. P. 41– 62.
3. Alberstadt L.P. and Walker K.R. A receptaculitid-echinoderm pioneer community in a Middle Ordovician reef // *Lethaia*. 1976. V. 9. P. 261– 272.
4. Pratt B. and J. Weissenberger. Fore-slope receptaculitid mounds from the Frasnian of the Rocky Mountains, Alberta // Eds. H.H.J. Geldsetzer, N.P. James and G.E. Tebbutt. *Reefs, Canada and Adjacent Area*. Canadian Society of Petroleum Geologists. 1989. Memoir 13. P. 510– 513.
5. Playford P.E., Cockbain A.E., Druce E.C. and Wray J.L. Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia // In: Walter M.R. (ed.). *Stromatolites. Developments in Sedimentology* 20. Elsevier, Amsterdam, 1976. P. 543– 563.
6. Tsien H.N., Mouravieff A.N. and Mountjoy E.W. Devonian reefs in Belgium // *Гйобос*. 1980. Мйм. спйс. 4. P. 17– 33.
7. Rietschel S. Die Receptaculiten // *Senckenbergianaethaea*. 1969. V. 50. P. 465– 517.
8. Сушкин М.А. Новые данные о рецептакулитах силура и девона // *Тр. ВНИГНИ*. Вып. IX. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 3– 18.
9. Чувашов Б.И. Рифовые системы Уральского подвижного пояса и эволюция рифообразующих биот / *Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы*. Серия «Гео-биологические процессы в прошлом». Отв. ред. С.В. Рожнов. М., ПИН РАН, 2011. С. 71– 115.
10. Иванова Е.А. Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов // *Тр. Палеонтол. ин-та*. М: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 88. 152 с.
11. Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 324 с.
12. Johnson J.G., Klapper G. and Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Geological Society of America Bulletin*. 1985. V. 96. P. 567– 587.
13. Lecompte M. Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen // *Geologica et Palaeontologica*. 1970. V. 4. P. 25– 71.

КОЛЬЦЕВЫЕ РАКУШНЯКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ ШЕЛЬФА

Е.А. Глазырин

RING SHELL FORMATIONS OF UNDERWATER MUD VOLCANOES OF THE SHELF

Е.А. Glazyrin

АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ», Геленджик, Россия

Long-term studies within the area of development of underwater mud volcanoes of the shelf establish regular concentric changes in the composition of bottom sediments. In the center of mud volcanoes there are mud volcanic breccias and products of their rewashing. Ring fields of shells are formed around them. On the periphery of the field, the shells facies pass into biogenic-terrigenous sediments, represented by aleuropelitic silts with shells. This zonality is caused by the pulsation of methane discharge and hydrodynamics.

Подводные грязевые вулканы (далее вулканы) достаточно широко распространены в морях и океанах. Среди них выделяются классические [6, 9, 10], газогидратные [12, 15] и серпентинитовые [8, 13]. Наиболее изученными и распространенными служат классические вулканы, ракушняковые образования которых и описываются в сообщении на примере подводных грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области. Эти вулканы располагаются на шельфе Азовского и Черного морей у Таманского и Керченского полуострова, а характеристика наиболее изученных приводится в [1, 5]. Многолетнее опробование донных отложений в пределах площади развития грязевулканических структур по программе Государственного мониторинга состояния недр показывает закономерные изменения их состава относительно центров вулканизма с формированием кольцевых скоплений ракушки и ее детрита (см. рисунок).

На морском дне вулканы выделяются как положительные формы рельефа. В их пределах формируются активные биоценозы, резко контрастирующие с относительно бедным фоновым окружением [2, 4]. Биоценоз представлен бактериальной слизью, друзитовым ковром моллюсков (преимущественно мидии, а также перастодермы, метилястры, анадары и пр.), баянусами, полихетами, мшанками, губками, гидроидами, крабами, актиниями, бычками и пр. Данные биоценозы генетически связываются с метановой разгрузкой (метановые сипы), а их трофическая цепь основана на метанотрофных бактериях [11, 14, 16].

Метан служит основным фактором грязевого вулканизма и агентом извержений [3, 6, 9, 10].

Развитие биоценоза контролируется активностью грязевого вулканизма. В периоды пассивной (сальзово-грифонной) грязевулканической активности, когда поставка токсичных компонентов (нефть, полиароматические углеводороды, фенолы, ртуть, никель и др.) снижена, а метановая разгрузка носит вялый и рассредоточенный, пульсирующий, мигрирующий характер в пределах грязевулканической структуры [2, 3, 4], грязевулканические постройки покрываются сплошным ковром активного биоценоза (см. рисунок, б, в). За счет волнового воздействия и течений раковинный материал перераспределяется в понижения вокруг грязевулканических построек. Таким образом формируются биогенные донные отложения, представленные ракушей и ее детритом (см. рисунок, г). Они опоясывают кольцами грязевулканические постройки. На удалении от грязевулканических структур биогенные грунты постепенно сменяются органо-терригенными отложениями со все меньшим содержанием ракушки и ее детрита (см. рисунок, д).

В периоды извержений, которые происходят на наиболее активных вулканах раз в 3–7 лет [4], биоценоз уничтожается поставкой грязевулканического материала и токсичных компонентов. Матрикс брекчии состоит из дезинтегрированного и обводненного материала пород прорываемого разреза и содержит более прочные обломки пород из этого разреза (см. рисунок, а). Может присутствовать грубая слоистость при наложении нескольких фаз

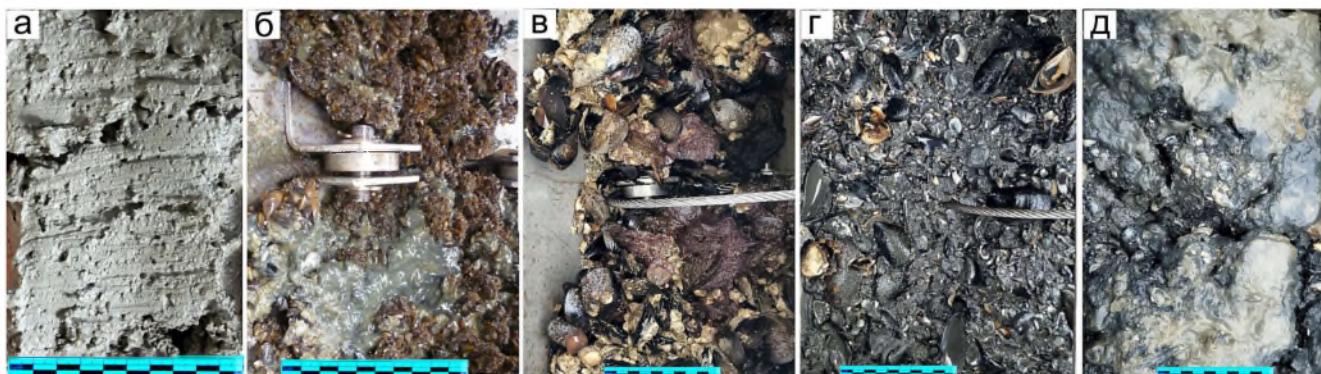


Рисунок. Донные отложения вокруг подводного вулкана шельфа

а – грязевулканическая брекчия; б – свежее развитие друзитового покрова молоди мидий на слизистом иле на грязевулканической брекчии; в – активный биоценоз на грязевулканической брекчии; г – ракуша; д – биогенно-терригенные отложения (алевропелитовый ил с ракушей). б–д – в дночерпателе.

извержений, импульсном характере извержения. За счет извержений происходит рост грязевулканических построек, вплоть до образования эфемерных островов. Постройки подвергаются интенсивной волновой абразии с формированием плаща перлювия из отмытых обломков, а алевропелитовый материал перераспределяется в окружающие понижения. Таким образом в кольцевых обрамлениях ракуши формируются прослои алевропелитового ила.

Сразу же после извержений грязевулканические отложения покрываются сплошным друзитовым ковром из молоди фильтрующих моллюсков (см. рисунок, б) с дальнейшим активным развитием биоценоза (см. рисунок, в) и поставкой ракуши в окружающие понижения. Таким образом, возобновляется формирование кольцевых скоплений ракуши и ее детрита.

В результате у грязевулканических структур формируется выраженный фациальный ряд донных отложений концентрического строения, который может нарушаться батиметрическими осложнениями дна. Центральные части грязевулканических построек диаметром в $n \cdot 10 \div 100$ м сложены грязевулканическими брекчиями с горизонтами перемыва (перлювий с примесью биогенного материала). Они фациально сменяются полями ракуши шириной $n \cdot 0,1 \div 1$ км с прослоями алевропелитового ила. Последние соответствуют периодам грязевулканической активности и размыву грязевулканических отложений. Далее поля ракуши сменяются терригенно-органогенными и органогенно-терригенными отложениями (заиленная ракуша, алевропелитовые отложения с ракушей). Окружающие фоновые донные отложения сложены, как правило, алевропелитовыми илами с примесью ракуши и ее детрита. В прибрежной волноприбойной зоне фациальная зональность смазана за счет активной гидродинамики и донные отложения представлены преимущественно запесоченной ракушей, детритовыми песками с ракушей.

Литература

1. Глазырин Е.А. Морфология грязевулканических структур Таманского шельфа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том IX / Под

ред. И.А. Керимова, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашина. М.: ИИЕТ РАН, 2019. С. 13–20.

2. Глазырин Е.А. Геоэкологические аспекты функционирования подводного грязевого вулканизма Керченско-Таманского региона // Материалы Международной научно-практической конференции «Химия, экология и рациональное природопользование» (г. Магас, 21–23 октября 2021 г.). Махачкала: АЛЕФ, 2021. С. 286–292.

3. Глазырин Е.А., Прокопцев Г.Н. Подводная метановая разгрузка над Темрюкским грязевулканическим полем (Азовское море) // Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV М.: ИО РАН, 2023. С. 177–181.

4. Глазырин Е.А., Карпенко А.Н., Карпенко Г.Е. и др. Информационный бюллетень о состоянии недр прибрежно-шельфовых зон Азовского, Черного и Каспийского морей в 2023 г. М.: Издательский дом «НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА», 2024. 120 с.

5. Круглякова Р.П., Курилов П.И., Глазырин Е.А. и др. Геолого-геохимическая характеристика грязевых вулканов Темрюкского залива // Защита окружающей среды в нефтегазодобывающем комплексе. 2012. № 11. С. 13–19.

6. Dimitrov L.I. Mud volcanoes – the most important pathway for degassing deeply buried sediments // Earth-Science Reviews. 2002. 59. P. 49–76.

7. Foucher J.P., Westbrook G.K., Boetius A. et al. Structure and drivers of cold seep ecosystems // Oceanography. 2009. Vol. 22. № 1. P. 84–101.

8. Fryer P., Wheat C.G., Mottl M.J. Mariana blueschist mud volcanism: implications for conditions within the subduction zone // Geology. 1999. 27. P. 103–106.

9. Istadi B.P., Wibowo H.T., Sunardi E. et al. Mud volcano and its evolution // Earth Sciences, Dr. Imran Ahmad Dar (Ed.). 2012. P. 375–434.

10. Kopf A.J. Significance of mud volcanism // Rev. Geophys. 2002. 40(2). P. 1–52.

11. Levin L.A. Ecology of cold seep sediments: interactions of fauna with flow, chemistry and microbes // Oceanography and Marine Biology: An Annual Review. 2005. 43. P. 1–46.

12. Milkov A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates // Marine Geology. 2000. 167. P. 29–42.



ФАЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ КЕЛЛОВЕЙ-ЭОЦЕНОВОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Н.В. Глазырина, Е.А. Глазырин

LIMESTONE FACIES OF THE CALLOVIAN-EOCENE CARBONATE PLATFORM OF THE SOUTHERN ZONE OF THE WESTERN CAUCASUS

N.V. Glazyrina, E.A. Glazyrin

АО «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ», Геленджик, Россия

The article presents the results of facies dissection and reconstruction of paleofacies conditions of the Callovian-Eocene carbonate platform of the southern zone of the Western Caucasus in the territory of Abkhazia. Based on petrographic features and field studies in the Callovian-Eocene section of Abkhazia, the main facies types of carbonate rocks are identified. Paleofacial schemes of sedimentation settings for the main periods of formation of the Callovian-Eocene section are constructed. The presence of elements of transverse facies zonality in relation to the general axial zonality of the Western Caucasus, caused by the existence of transverse and local uplifts, is revealed.

Фациальное расчленение карбонатных пород составляет основу при прогнозировании нефтегазовых коллекторов [5]. В докладе приведен опыт фациального расчленения и реконструкции палеофациальных условий келловей-эоценовой карбонатной платформы южной зоны Западного Кавказа на территории Абхазии.

В пределах Западного Кавказа выделены три основные зоны — осевая, северная и южная. Осевая зона совпадает с осевой зоной Большого Кавказа и характеризует наиболее глубоководную — осевую — часть келловей-эоценового палеобассейна с преимущественно турбидитовой седиментационной обстановкой. Северная и южная зоны представляют главным образом шельфовую обстановку. С ними связаны карбонатные платформы перспективные в отношении локализации углеводородов. Южная зона обнажается в Абхазской (Гагр-Джавской) тектонической зоне и погружается в северо-западном направлении в Черное море, где совпадает с основной площадью вала Шатского и частью Туапсинского прогиба [1].

Фациальное расчленение и реконструкции палеофациальных условий выполнены на основе петрографического изучения образцов и информации, полученных при маршрутном изучении келловей-эоценового разреза Абхазии по основным эрозионным врезам в полосе от Гагр (р. Жвава-Квара) на западе до Очамчир (р. Галидзга) на востоке. Привлекалась информация по государственному геологическому картированию масштаба 1:50 000 советского периода. В качестве методической основы использовались публикации по направлению, в том числе [3–6].

По петрографическим особенностям и на основе полевого изучения в соответствии с [5] в келловей-эоценовом разрезе Абхазии выделены следующие основные фациальные типы карбонатных пород [2].

Известняки:

— *баровые* группы отложений открытого шельфа — песчанистые, преимущественно органогенно-детритовые и водорослевые, как правило, доломитизированные. Сложены обломками алевропсаммитовой размерности преимущественно известняков со значительной примесью терригенных обломков, а также детрита раковин;

— *биогермные* рифовой генетической группы отложений, преимущественно биоморфно-детритовые с шламово-детритовым и комковатым заполнением. Каркас состоит из органогенных остатков (мшанки, кораллы, брахиоподы и желваковые водорослевые выделения). Межкаркасное пространство — сгруженные комки кальцита водорослевой природы с обилием микробально переработанных раковин организмов. Цементирующий матрикс представлен микробально переработанным карбонатным матриком сгусткового и микрокомковатого строения с остатками органогенного детрита;

— *межбиогермные приливно-отливной зоны и межрифовых лагун* — микрослоистые пелитоморфные с «глазковой» текстурой и микрозернистые;

— *шлейфовой фации рифов* — в различной степени доломитизированные конгломерато-брекчии. Обломки сложены микрозернистыми, водорослевыми и биогермными известняками;

— *межбиогермные отложения зоны рифов и банок мелководного шельфа* — детритово-органогенные, сложенные на 55–60 % крупными раковинами фораминифер, обломками мшанок, иглокожих, кораллов, реже — раковин

моллюсков и багряных водорослей. Форменные элементы цементируются микробально-водорослевым тонкозернистым карбонатом;

— *банка мелководного шельфа и околорифовых мелководных шельфовых равнин* — водорослево-детритовые, детритово-водорослевые, органогенно-комковато-водорослевые. Сложены на 60–70 % детритом кораллов, мшанок, иглокожих, донных фораминифер и слоевищ водорослей. Межформенное пространство частично заполнено шламово-мелкодетритовым матриком. Выделяются за счёт вариаций количества компонентов. В органогенно-комковато-водорослевых известняках раковинки и детрит (30–35 %) обволакиваются карбонатом микробально-водорослевой природы (40–45 %), часто — до формирования комковатой и сгустковой структуры;

— *мелководных равнин открытого шельфа*, особенно близ поднятий (банок) — микрокомковато-водорослевые, имеют переходные разности с вышеописанным типом известняков. Сложены округлыми комками (0.1–1.0 мм) карбоната микробально-водорослевого происхождения (псевдооолиты), составляющие 35–60 %. Присутствуют раковинки фораминифер, реже — их детрит и обломки мшанок, иглокожих, брахиопод, которые гранулированы и обволакиваются карбонатом микробально-водорослевого происхождения;

— *мелководных равнин открытого шельфа и подвижных придонных вод закрытого шельфа*, но более удалённая от поднятий (банок) — органогенно-детритовые с микробально-водорослевыми комочками. Отличаются от предыдущих более мелким (псаммоалевритовым) детритом и присутствием комочков синезелёных водорослей. Органические остатки часто перекристаллизованы и гранулированы до комочков и сгустков;

— *гидродинамически менее активных зон мелководных равнин открытого и закрытого шельфа* — шламово-детритовые с микробально-водорослевыми комочками (до 20–60 %) размером 0.1–0.5 мм с реликтами микробально переработанных раковин фораминифер и детрита. Характерны доломитистость, копролиты и биотурбирование. Сложены на 10–65 % шламом и псаммоалевритовым детритом иглокожих, мшанок, остракод, брахиопод и фораминифер;

— *глубокого шельфа и осевой зоны* — шламово-детритовые, детритово-шламовые, шламово-органогенно-детритовые, где основным компонентом служат шлам, детрит планктонных фораминифер и нанофоссилий;

— *наиболее дистальных частей глубокого шельфа и осевой зоны* — шламовые. Сложены пелитоморфным шламом со сгустковой структурой и ихнитовой текстурой. В шламe рассеян полурастворённый и гранулированный детрит (до 10 %) иглокожих, фораминифер, остракод и нанофоссилий.

Мергели. Имеют переходные разности с известняками шламовыми, шламово-детритовыми, детритово-шламовыми или шламово-органогенно-детритовыми. Характерны для осевой зоны и глубокого открытого шельфа. Выделяются битуминозные, алевритистые и доломитизированные разности. Битуминозные мергели характеризуют наиболее глубоководные и депрессионные участки дна с сероводородным заражением. Алевритистые мергели несут примесь алевропсаммитового андезитового вулканического материала.

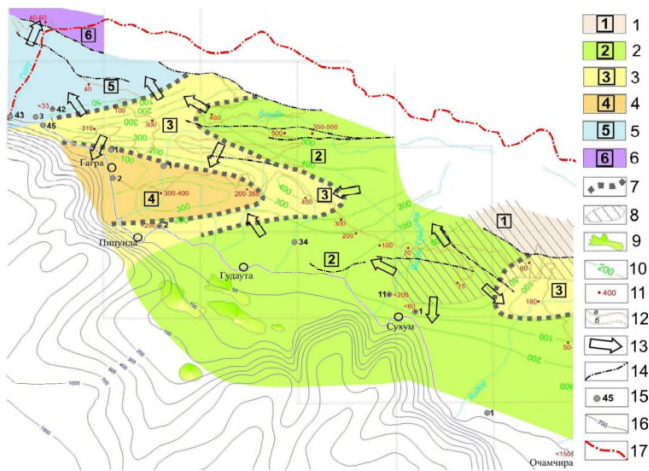


Рисунок. Палеофациальная схема формирования отложений карбонатной платформы южной зоны Западного Кавказа (Абхазия) для нижней половины баррема.

Условные обозначения: 1–6 – фации: 1 – прибрежные мелководные равнины и бары открытого шельфа, 2 – мелководные равнины открытого шельфа с отмелями и банками, 3 – мелководные равнины открытого шельфа, 4 – слабо проявленные понижения дна открытого шельфа, 5 – континентальный шельф, 6 – глубоководные отложения нижней части континентального склона; 7 – граница между фациями; 8 – площадь базального горизонта в подошве отложений (палеоподнятия); 9 – предполагаемые рифовые тела в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях; 10 – изобахты (м); 11 – мощность отложений (м); 12 – современная граница распространения отложений (а – установленная, б – предполагаемая); 13 – направление переноса осадков; 14 – тектонические нарушения; 15 – буровая скважина и ее номер; 16 – современные изобаты Черного моря (м); 17 – государственная граница Республики Абхазия.

На основе проведенных исследований с привлечением результатов петрографического и минералогического изучения терригенных пород были построены палеофаци-

альные схемы седиментационных обстановок для основных периодов формирования келловей-эоценового разреза – кимериджа, титона (средняя пачка), валанжина, баррема (нижняя половина), альба, турона (нижняя часть), сантона, дания, эоцена (нижняя четверть), верхнего эоцена (см. рисунок). Выявлено наличие элементов поперечной фациальной зональности по отношению к генеральной осевой зональности Западного Кавказа, вызванной существованием поперечных и локальных поднятий.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
2. Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Опыт литогенетической типизации карбонатных пород келловей-эоценового разреза Абхазии для целей прогнозирования нефтегазовых коллекторов // «Геомодель 2024»: Мат-лы 26-й конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа. Россия, Геленджик, 9-12 сентября 2024 г. Геленджик: ООО «Геомодель Развитие», 2024. С. 356–359.
3. Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1. М.: Мир, 1990. 352 с.
4. Рединг Х.Г., Коллинсон Дж.Д., Аллен Ф.А. и др. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 2. М.: Мир, 1990. 384 с.
5. Седиментологическое моделирование карбонатных комплексов / Сост. и общ. ред. Н.К. Фортунатовой. М.: РЭФИА, 2000. 239 с.
6. Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В. и др. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. М.: ВНИГНИ, 2005. 440 с.



НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ НИЖНЕПЕРМСКИХ РИФОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Е.Н. Горожанина¹, В.М. Горожанин¹, Т.Н. Исакова², Т.В. Филимонова², Н.С. Сагдеева¹, Е.И. Кулагина¹, Р.Е. Семенов¹

NEW DATA ON THE LOWER PERMIAN REEF MASSIFS OF THE SOUTHERN PREURALS

E. N. Gorozhanina¹, V. M. Gorozhanin¹, T.N. Isakova², T.V. Filimonova², N.S. Sagdeeva¹, E.I. Kulagina¹, R.E. Semenov¹

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

² ГИН РАН, Москва, Россия

The obtained results of the core study of 12 wells drilled on Mount Kushtau and uncovered the most complete section of the Asselian and Sakmarian biohermal limestones made it possible to reveal details of the structure of the reef massif based on the biostratigraphic subdividing of sediments and to make correlation with the other carbonate massifs of Sterlitamak group. The sediments were dated according to the foraminifera fauna, horizons and zones were identified, and the hypsometric position of the horizon boundaries was established, indicating the bedded structure of the Shikhan Kushtau with a gentle monoclinial fall of the layers to the north-west.

Гора Куштау — одна из гор-одинок (шиханов) в составе группы известных на широте города Стерлитамака рифовых массивов нижнепермского возраста, выдвинутых в зону эрозии в пределах Шиханского тектонического блока, из-за своей залесенности долгое время оставалась малоизученной по сравнению с другими шиханами [2, 3, 4, 5, 6]. В результате изучения керна 12 скважин, пробуренных на горе Куштау, установлен полный разрез ассельско-сакмарских карбонатных отложений, содержащих рифовые (биогермные) фации. Биогермы (баундстоуны) являются остатками известь-выделяющих прикрепленных организмов, сохранившихся в прижизненном положении и образующих органогенные постройки небольшой мощности [1, 7, 9, 10]. Под термином рифовый массив мы понимаем горное поднятие, сложенное шельфовыми карбонатными отложениями, включающими значительное количество биогермных образований, в том числе и разрушенных.

Фораминиферовая биостратиграфия. Впервые на горе Куштау (по материалам бурения) выявлено семь последовательно сменяющихся местных фузулинидовых сообществ, приуроченных к определенным литотипам известняков (пачкам), среди которых выделяются фузулинидовые, фузулинидово-тубифитовые и фузулинидово-полибиокластовые. Ассельские отложения начинаются пачкой 1 мшанково-тубифитовых биогермных известняков без фузулинид, за исключением очень мелких *Schubertella* sp. Отмечаются единичные *Nodosinelloides* sp. Выше начинаются фузулинидовые разности известняков пачки 2, отнесенной к холодноложскому горизонту по комплексу фузулинид, включающему *Schwagerina constans* Scherbovich, *Dunbarinella paragregaria* (Rauser) и др. Шиханский горизонт ассельского яруса подразделяется на две пачки. В пачке 3 массово присутствуют ругозофузулиноидесы и обычны *Dunbarinella ascedens* (Rauser). Характерным видом является *Rugosofusulinoides shaktauensis* (Suleimanov). Выше, в пачке 4, в составе комплекса преобладают представители рода *Grozdilovia* — *G. ischimbajevi* (Korzhenevsky) и *G. decurta* (Korzhenevsky), массовые *G. sulcata* (Korzhenevsky). Новым элементом является *Pseudochusenella lutuginiformis* (Rauser). Тастубский горизонт сакмарского яруса разделен на три части или пачки, охарактеризованные местными специфическими сообществами. Нижняя граница тастубского горизонта определяется появлением *Sakmarella moelleri* (Schellwien) — вида-индекса нижней фузулинидовой зоны сакмарского яруса. В фузулинидово-криноидных известняках пачки 5 виду-индексу сопутствуют «транзитные» виды, перешедшие из подстилающих отложений, что сближает местные комплексы верхней пачки 4 шиханского горизонта ассельского яруса и нижней пачки 5 сакмарского. Выше в пачке 6, отмечается сокращение «транзитных» видов и появление нового вида *Grozdilovia composita* (Korzhenevsky). В фузулинидово-мшанково-криноидных известняках пачки 7 фиксируется *Uraloverneuilites verneuli* (Moeller), вид-индекс верхней фузулинидовой зоны тастубского горизонта сакмарского яруса. Стерлитамакский горизонт сложен мшанковыми и обломочными известняками с палеоаплизинами (пачка 8), из которых определены массовые *Uraloverneuilites urdalensis urdalensis* (Rauser) и *U. urdalensis abnormis* (Rauser). По керну скважин также выявлено 6 ассоциаций мелких фораминифер, приурочен-

ных к выделенным пачкам с местными сообществами фузулинид. Помимо проходящих и характерных видов для всего ассельско-сакмарского интервала, определены виды, маркирующие комплексы мелких фораминифер верхней части холодноложского горизонта, нижнюю и верхнюю пачки шиханского горизонта, неразделенную нижнюю и среднюю часть тастубского, верхнюю часть тастубского и стерлитамакского горизонта.

Лито-биофации. В ассельский век отмечается расцвет тубифитесов и мшанок. В этой ассоциации (пачка 1) отсутствуют фузулиниды, распространены мелкие фораминиферы и остракоды [4, 5, 9]. В известняках наблюдается присутствие реликтов тонкопеллоидного и микритового матрикса. Отложения относятся к тиховодным фациям мелководного шельфа. К концу ассельского века гидродинамический режим шельфовой зоны становится более активным, что, вероятно, связано с обмелением. Образуются толщи зернистых фузулинидовых песков — грейнстоунов и пакстоунов, с примесью различной биокластики — тубифитесов, преимущественно, лапчатой формы, сифоновых и дазикладиевых водорослей, отмечаются прослои с фрагментами тонких палеоаплизинных корок (пачки 2, 3, 4). Гидродинамический режим является штормовым с влиянием течений. В сакмарском веке среди фузулинидовых отложений массово формируются коралловые колонии (пачки 5, 6, 7). К концу сакмарского века снова устанавливается тиховодный режим, что способствовало росту мшанковых поселений и формированию в стерлитамакский век мощных (до 40 м) палеоаплизинных биостромов большой протяженности (пачка 8). Вертикальная последовательность смены биофаций — от тубифитово-мшанковых к фузулинидово-коралловым и палеоаплизинным ассоциациям отмечается в ассельском ярусе и повторяется в сакмарском ярусе.

Структура шихана Куштау. Полученные результаты биостратиграфического и литолого-фациального изучения указывают на слоисто-пластовое строение карбонатного массива, сложенного разными фациями рифовых известняков, последовательно и циклично сменявших друг друга. Структура горы Куштау представляет собой моноклинальную толщу с пологим падением пластов на северо-запад (см. рисунок).

Сравнение с другими рифовыми массивами. Сравнение с шиханом Торатау показывает, что безфузулинидовые мшанково-тубифитовые биогермные известняки, слагающие Торатау, можно сопоставить с аналогичными известняками ассельского яруса, вскрытыми скважинами на восточном подножии шихана Куштау. Сравнение с Шахтау [5] указывает на практически полную идентичность разрезов. Детально изученное вертикальное распространение фузулинид в разрезе шихана Куштау служит основой для более подробного расчленения шиханского горизонта ассельского яруса, чем ранее предлагавшееся для шихана Шахтау. Расчленение низов тастубского горизонта Куштау (зона *Sakmarella moelleri*) на две части аналогично таковому расчленению шихана Шахтау, однако, оно опирается на другие местные сообщества, отличающиеся родовым и видовым составом. Отличием от горы Юрактау является присутствие в стерлитамакском горизонте (ранее были описаны И.В. Хворовой на вершине шихана Куштау) мощного (40 м) палеоаплизинного биострома, который на Юрактау, вероятно, был размыт. Палеоаплизинно-

вый биостром, прослеженный в скважинах, состоит из двух пластообразных биогермов мощностью по 20–22 м, разделенных прослоем (1 м) фузулиново-биокластового грейнстоуна. Сравнение с рифовыми массивами Уфимского плато показывает их сходство [2, 7]. Отложения сакмарского яруса в разрезах Ташаулово, Урмантау, Сабакай и др. представлены толщей толстослоистых известняков, прослоями с крупными шарообразными колониями кораллов. В составе сакмарского яруса отмечается пласт палеоаплизиновых («гидроактиноидных») известняков мощностью до 18–20 м, прослеженный М. М. Толстихиной по р. Юрюзани на расстояние около 30 км [2, 7]. Эти данные говорят о существовании в асельско-сакмарское время протяженной шельфовой полосы с богатыми биогермными комплексами, образующими циклично повторяющиеся рифовые биоценозы.

Вторичные изменения пород, выраженные в перекристаллизации, выщелачивании, доломитизации, карстовании, фосфатизации, омарганцевании, окремнении, брекчировании, проявились в разное время. К раннему этапу относится развитие кальцитовых инкрустаций во всех типах известняков, которое мы связываем с палеокарстовым процессом в пред-артинское время [9, 10]. Развитие негипергенных даек – трещин, заполненных темным фосфатизированным микритом с угловатыми обломками рифовых известняков, относится к артинскому веку – времени затопления рифового шельфа [3, 5]. Процессы выщелачивания и доломитизации происходили позднее, возможно, на неотектоническом этапе. Наиболее поздним является брекчирование пород в результате молодых карстовых процессов, сопровождавшихся ожелезнением и омарганцеванием пород. Выявленные вторичные процессы нарушают стратиграфическую последовательность в толщах известняков и затушевывают в целом слоисто-пластовое строение горы Куштау.

Литература

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. О нижнепермских рифах Уфимского плато // Геология рифов: Мат-лы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А. Варсановича. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 43–45
3. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Тектоническое строение и история геологического развития территории Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 98–129.

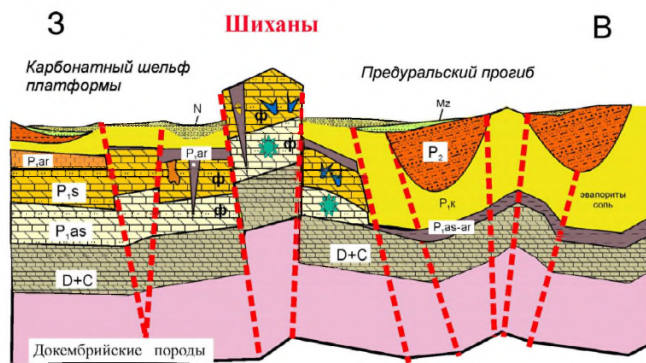


Рисунок. Схема-модель строения территории Стерлитамакских шиханов в неогене и квартере по [3]. Вертикальный и горизонтальный масштабы не выдержаны. Пунктиром показаны разломы, ограничивающие тектонические блоки.

4. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Сагдеева Н.С. Литофациальные особенности известняков нижней перми Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. №2. С. 4–25.
5. Королюк И.К. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау (Башкирское Приуралье). М.: Наука, 1985. 110 с.
6. Кулагина Е.И., Скуин И.А., Коссовая О.Л. Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.
7. Маслов В.П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато // Тр. Института геологических наук. Вып. 118. Геол. сер. № 42. Изд-во АН СССР, 1950. 69 с.
8. Пономаренко Е. С. Происхождение цементолитов в верхнесилурийских лагунных отложениях Северного Урала // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 20–31.
9. Раузер-Черноусова Д.М. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья: на основе изучения фузулинид. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 109 с.
10. Чувашов Б.И. Раритетные органогенные постройки прошлого и настоящего времени // Ежегодник-2013. ИГГ УрО РАН. Вып. 161, 2014. С. 47–49.
11. Zempolich W. G., Cook H. E., Zhemchuzhnikov V.G., Zhaimina V.Ya., Zorin A.Ye., et al. Biotic and abiotic influence on the stratigraphic architecture and diagenesis of Middle to Upper Paleozoic carbonates of the Bolshoi Karatau Mountains, Kazakhstan and the Southern Urals, Russia: implications for the distribution of early marine cements and reservoir quality in subsurface reservoirs // Paleozoic carbonates of the commonwealth of independent states (CIS): Subsurface reservoirs and outcrops analogs (eds.: W. G. Zempolich, H. E. Cook). SEPM Special Publication, 2002. V.74. P.123–180.



ФОРМИРОВАНИЕ РИФОВЫХ ПОСТРОЕК В ВЕНДЕ ВСЛЕДСТВИЕ УВЕЛИЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА (НА ПРИМЕРЕ ЖУИНСКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Д.В. Гражданкин, В.О. Максименко

VENDIAN REEF BUILDUP FORMATION TRIGGERED BY AN INCREASE IN ALKALINITY OF THE WORLD OCEAN: THE CASE OF THE UPPER VENDIAN ZHUYA GROUP, URA UPLIFT, PATOM HIGHLANDS, SIBERIAN PLATFORM

D.V. Grazhdankin, V.O. Maksimenko

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

In the Khapchagai section of the Ura Uplift, Patom Highlands of the Siberian Platform, the Vendian (Ediacaran) Zhuya Group comprises the Nikol'skoe, Alyanch and Khopych formations. It is dominated by carbonates that preserve a wide array of sedimentary textures arguably indicative of elevated carbonate saturation. The basal ~145 m of the section consists of alternating siltstone and shales with planar stratified sandstone interbeds that gradually shift to alternating siltstone and shale with channelized limestone packages with occasional limestone interbeds. At the stratigraphic height of 34 m, both number and thickness of the limestone interbeds gradually increase; at 64 m, carbonates dominate in the section, with abundant hummocky stratification indicating a shoreface marine environment; and in the interval of 102–148 m, subvertical and sheet cracks filled with carbonate cement, sea-floor cements (precipitates) in a form of upward-fanning prismatic crystals (calcite pseudomorphs after aragonite), as well as intraclast limestones with fragments of sea-floor cements become ubiquitous. Sheets cracks through a system of subvertical cracks were connected with the sea-floor cements, which in turn were subject to erosion by flows and redeposition in the form of intraclasts (plate breccia). All this suggests a synsedimentary nature of the cements and an elevated carbonate saturation. Overlying this section are thickly bedded carbonates, representing the top of the Nikol'skoe Formation with sharp contact with the overlying Alyanch and Khopych formations. The Alyanch Formation is characterized by large wavelength and massive microbial mud mounds that dominate for approximately 200 m before shifting to interstratified oolites, sandstones, and hummocky stratified limestones. Near the top of the Khopych Formation in the studied section, there is a return to microbial mud mounds that likely served as a reef-like barrier separating restricted lagoonal environments from the open ocean. A distinct and profound negative carbon isotope excursion correlated to the Shuram Excursion worldwide is preserved in the very high Sr carbonates of the Nikol'skoe and Alyanch formations, where $\delta^{13}\text{C}$ values sharply decrease from near 0‰ to a nadir of –12‰ in the Nikol'skoe Formation and slowly climb to –7‰ in the Khopych Formation at the top of the measured section, representing only a portion of the entire Shuram Excursion. The Shuram Event is thought to be associated with seawater ventilation recorded in $\delta^{238}\text{U}$ measurements worldwide. Furthermore, associated increase in carbonate saturation may have forced nascent animals to biomineralize carbonate skeletons during this event and triggered the formation of reef buildups.

В разрезе Хапчагай, расположенном в устье реч. Левый Дабан, левого притока р. Лена на Уринском поднятии Патомского нагорья южной окраины Сибирской платформы представлены никольская, алянчская и хопычская свиты жуинской серии. Нижняя часть никольской свиты сложена тонкопереслаивающимися алевролитами и аргиллитами с пластами равноплитчатых крупнозернистых алевролитов и редкими прослоями известняков. На отметке 34 м от начала разреза количество и мощности пластов известняка постепенно возрастают, на 64 м карбонаты доминируют в разрезе, а в интервале 102–148 м в них широко распространены заполненные карбонатным цементом вертикальные и вдольслоевые пластовые трещины (sheet-crack cement), поверхностный корковый цемент в виде донных карбонатных веерообразных шеток (псевдоморфозы по арагониту), а также интракластовые известняки с обломками коркового цемента. Вдольслоевые пластовые трещины через систему субвертикальных трещин связаны с поверхностным корковым цементом, который, в свою очередь, подвергался размыву потоками, разрушался и переотлагался в виде интракластов. Все это указывает на синседиментационную природу трещин. Выше по разрезу, с основания алянчской свиты, преобладают крупные (синоптический рельеф достигает 1.5 м в высоту) иловые холмы, нередко попадаются грейп-

стоуны крупного размера (предыдущими исследователями описаны как катаграфии). Перечисленные литологические особенности позволяют предполагать резкое повышение щелочности, спровоцировавшее интенсивное карбонатонакопление. Появление в разрезе признаков опщелачивания обстановок седиментации совпадает с максимумом обогащения карбонатов легким изотопом углерода и надиром на кривой вариации изотопного состава углерода, построенной для этого разреза [1–5]. Установленные в этом разрезе крупные отрицательный экскурс сопоставляется с токурской подсвитой юкандинской свиты Учуро-Маиского региона юго-восточной части Сибирской платформы [6], с верхами сизятчанской свиты хр. Хараулах [7] и с событием Шурам (Shuram, 578.2 ± 5.9 – 567.3 ± 3.0 млн лет) [2, 4, 8]. Согласно одной из гипотез [9], событие Shuram отражает насыщение океана кислородом как следствие интенсификации темпов эрозии в ответ на тектоническое воздымание (Панафриканский орогенез). Процессы эрозии и выветривания поднятых участков суши, кроме массового привноса обломочного материала, обусловили поступление в океан лимитирующих биопродуктивность питательных элементов, в первую очередь азота, фосфора и железа, а также сульфатов, и привели к опщелачиванию Мирового океана (способность воды противодействовать изменениям водородного

показателя pH благодаря присутствию буферов — карбоната, бикарбоната и ионов кальция). По всей вероятности, массовое поступление в Мировой океан питательных веществ спровоцировало кислородный фотосинтез, а выветривание силикатов и ощелачивание привели к изъятию углекислого газа из атмосферы, что в совокупности способствовало насыщению океана кислородом.

В разрезе хопычской свиты на отм. 140 м от ее нижней границы появляются сложенные микритовым известняком куполовидные постройки высотой 3.8 м, напоминающие иловые холмы, в обрамлении которых в виде шлейфов залегают массовые скопления биокластов трубчатой и конусовидной формы. Изучение биокластов проводилось (1) методом поляризационной оптической микроскопии в шлифах, сделанных в различных плоскостях; (2) методом химического препарирования в буферном растворе уксусной кислоты; (3) методом сканирующей электронной микроскопии; (4) по цифровым объемным реконструкциям, полученным по результатам рентгеновской компьютерной микротомографии. В петрографических шлифах прочные карбонатные оболочки демонстрируют плавные округлые очертания, свидетельствующие о первоначальной биоминерализации. Внутри карбонатной оболочки присутствует предположительно органический материал, частично пиритизированный. Результаты изучения под сканирующим электронным микроскопом и микроанализа с помощью электронного зонда подтвердили наблюдения, сделанные нами в петрографических шлифах. Визуализация методами рентгеновской компьютерной микротомографии помогает выявить объемную структуру скелетных остатков. Несмотря на то, что спикулы не были обнаружены, в ископаемых остатках видны многочисленные поры и каналы, которые позволяют предполагать родство с губками. Разрабатываются две гипотезы, одна из которых предполагает существование у организма сложной внутренней фильтрационной системы (которая сохранилась благодаря обызвествлению), другая объясняет наблюдаемые особенности строения как внутренний решетчатый органический скелет (который сохранился благодаря карбонатной цементации тела организма). Проверка гипотез опирается на результаты изучения и интерпретации «пелоидной микритовой структуры», которая может иметь различную природу, например обызвествление построек, сложенных насыщенным бактериями полисахаридным матриксом (в том числе мезохилом губок).

В рамках международной коллаборации с Университетом Мэрилэнда мы попытались связать появление рифовых построек и биокластов в жуинской серии с событием Shuram, природа которого остается дискуссионной. Применение инновационных аналитических методов изучения вариаций изотопов лития позволило сделать вывод о том, что накопление жуинской серии сопровождалось широкомасштабным физическим и химическим выветриванием на суше, которое должно было привести к увеличению темпов захоронения органического вещества, приносу питательных веществ, ионов и окислителей в толщу воды. Что, в свою очередь, должно было способствовать насыщению океана кислородом, а также осаждению карбонатолитов вследствие высоких концентраций карбоната. И то, и другое могло иметь последствия для биотической эволюции в вендское время. Насыщение кислородом во время события Shuram, возможно, способствовала по-

явлению первых сложных многоклеточных организмов (именно в это время появляется мягкотелая макроскопическая биота авалонского типа), в то время как высокая насыщенность морской воды карбонатом, вероятно, спровоцировала появление биоминерализации у животных. Судя по всему, первые проявления биоминерализации могут представлять собой результат прижизненного обызвествления органостенных структур как следствие вариаций окислительно-восстановительных условий (ощелачивания океана) в обстановках обитания. Принимая во внимание возраст события Shuram, обнаруженные нами в жуинской серии обызвествленные скелетные остатки являются древнейшими в мире — древнее 567.3 ± 3.0 млн лет. Проведенные нами исследования позволяют предполагать, что появление скелета/биоминерализации (и, как следствие, рифовых построек), может быть, вовсе не связано с давлением со стороны хищников или необходимостью передачи опорной функции, а являться следствием ощелачивания океана и необходимостью древнейших организмов регулировать содержание кальция в клетках.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00202, <https://rscf.ru/project/23-17-00202> на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН.

Литература

1. Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
2. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
3. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизким и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 6. С. 642–654.
4. Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // Terra Nova. 2009. V. 21. P. 119–126.
5. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов C, O и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
6. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
7. Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55 (5–6). С. 797–820.
8. Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
9. Kaufman A.J. The Ediacaran Cambrian transition: a resource based hypothesis for the rise and fall of the Ediacara biota // Chemostratigraphy across major chronological boundaries. Geophysical monograph 240. First Edition / Sial A. N. et al. (Eds.). Washington, Am. Geophys. Union, 2019. P. 115–142.

РАННЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ХОЛОДНОВОДНЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ТИПА ГЕККЕРОВЫХ ГОРБОВ РУССКОЙ И ЮЖНО-КИТАЙСКОЙ ПЛАТФОРМ, ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ГИБЕЛЬ

А.В. Дронов¹, В.Б. Кушлина²

EARLY-MIDDLE ORDOVICIAN COLD-WATER ORGANOGENIC STRUCTURES SUCH AS THE HAECKER HUMPS OF THE RUSSIAN AND SOUTH CHINA PLATFORMS, THEIR ORIGIN AND DEMISE

A.V. Dronov¹, V.B. Kushlina²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

After extinction of archaeocyathids at the end of the Early Cambrian calcimicrobes and algae become main reef-building organisms in shallow-water tropical seas. However, already in the Early Ordovician (Floian) in the cool-water temperate climate epicontinental seas of Russian and South China platforms appeared specific sponge-calcimicrobial buildups known as Hecker-type mud mounds. These buildups were the first cool-water reefs in the history of the Earth. Their extinction in the early Darriwilian coincides with the breakup of the L-chondrite parent body in the asteroid belt between Mars and Jupiter which resulted in climate change triggered by intensive meteorite bombardment and increase of extraterrestrial dust material in the atmosphere of the planet.

Впервые крупные внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках ордовика Ленинградской области были упомянуты еще В.В. Ламанским [3] и подробно описаны С.Г. Вишняковым и Р.Ф. Геккером [4]. Эти исследователи описывают упомянутые нарушения как крупные синседиментационные складки, которые, возвышались над окружающим дном и, были колонизированы сверлящими организмами и иглокожими. Отмечались следы размыва и переотложения снесенных с этих возвышенностей галек, а также притыкание вмещающих их слоев к исверленной камнеточками поверхности «складок». Аналогичным образом т.е. как синседиментационные складки, небольшие по размеру нарушения подобного рода интерпретировались и в Швеции [5].

Предположение о том, что «Сясьский горб» представляет собой органогенную постройку, было впервые высказано Р.М. Мяннилем в 1966 г. [6]. Однако, детали внутреннего устройства этих построек были выявлены гораздо позже [7, 2, 8, 9, 10, 11, 12]. Оказалось, что все постройки, и крупные (до 4 м в высоту и до 100 м в диаметре) и небольшие по размеру (10–20 см в высоту и 0.7–1.5 м в диаметре) имеют «глиняное» ядро и покрывающую его микритовую кору, как правило, исверленную камнеточками (см. рисунок).

Ядро Геккерových горбов представлено выпуклыми кверху линзами голубовато-серых алевролитов, с той или иной примесью карбонатного материала, и, местами, с четко проявленной тонкой горизонтальной ламинарной слоистостью, которые всегда перекрыты желтыми или желтовато-серыми микритовыми известняками, поверхность которых часто покрыта следами сверлений. Внутри ядер горбов встречаются как бентосные (брахиоподы, трилобиты), так и нектонные организмы (граптолиты, конодонты), а также многочисленные спикеры губок. На твердой поверхности микритовой коры крупных горбов помимо сверлящих поселяются иглокожие, из остатков скелетов которых формируют спаритовые фланги этих своеобразных построек.

Всего в приглинтовой полосе России, в настоящий момент, известно четыре крупные постройки типа Геккерových горбов. Это Антоновский горб в западной части Путиловского карьера, Путиловский горб в восточной части этого же карьера, Симанковский горб в старом карьере у деревни Симанково на правом берегу реки Волхов и Сясьский горб на правом берегу реки Сясь. Многочисленные мелкие горбы встречаются в естественных обнажениях вдоль всей линии Балтийско-Ладожского глинта в отложениях биллингенского и волховского горизонтов. В последние годы, Геккерových горбы были обнаружены также в среднеордовикских (низы дарривильского яруса) отложениях Южно-Китайской платформы [13], где литологический характер разреза очень сходен со скандинавским [14].

Геккерových горбы являются, самыми ранними холодноводными губково-бактериальными органогенными постройками в истории Земли. Время жизни отдельных мелких построек не превышало, нескольких сотен тысяч лет, а крупные горбы существовали до 2–3 млн. лет. Основная роль в улавливании терригенной взвеси и формировании глиняных холмов на ровной поверхности морского дна принадлежала, по-видимому, гексантинеллидным губкам [11]. Микритовая кора горбов, похоже, обязана своим происхождением кальцимикробам.

Исчезновение Геккерových горбов также представляет собой загадку. Эти постройки не встречаются в разрезах выше интервала, обогащенного метеоритами и космической пылью [15, 13]. Не исключено, что крупнейшая в фанерозойской истории солнечной системы космическая катастрофа, связанная с распадом крупного протопланетного тела в поясе астероидов между Марсом и Юпитером 468 млн. лет назад, привела не только к метеоритным дождям на поверхности Земли, но и вызвала изменения климата, сопровождавшиеся гибелью уязвимых экосистем.

Работа выполнена в рамках государственного задания FMMG-2021-0003 ГИН РАН и средств РНФ, проект № 24-27-00370.

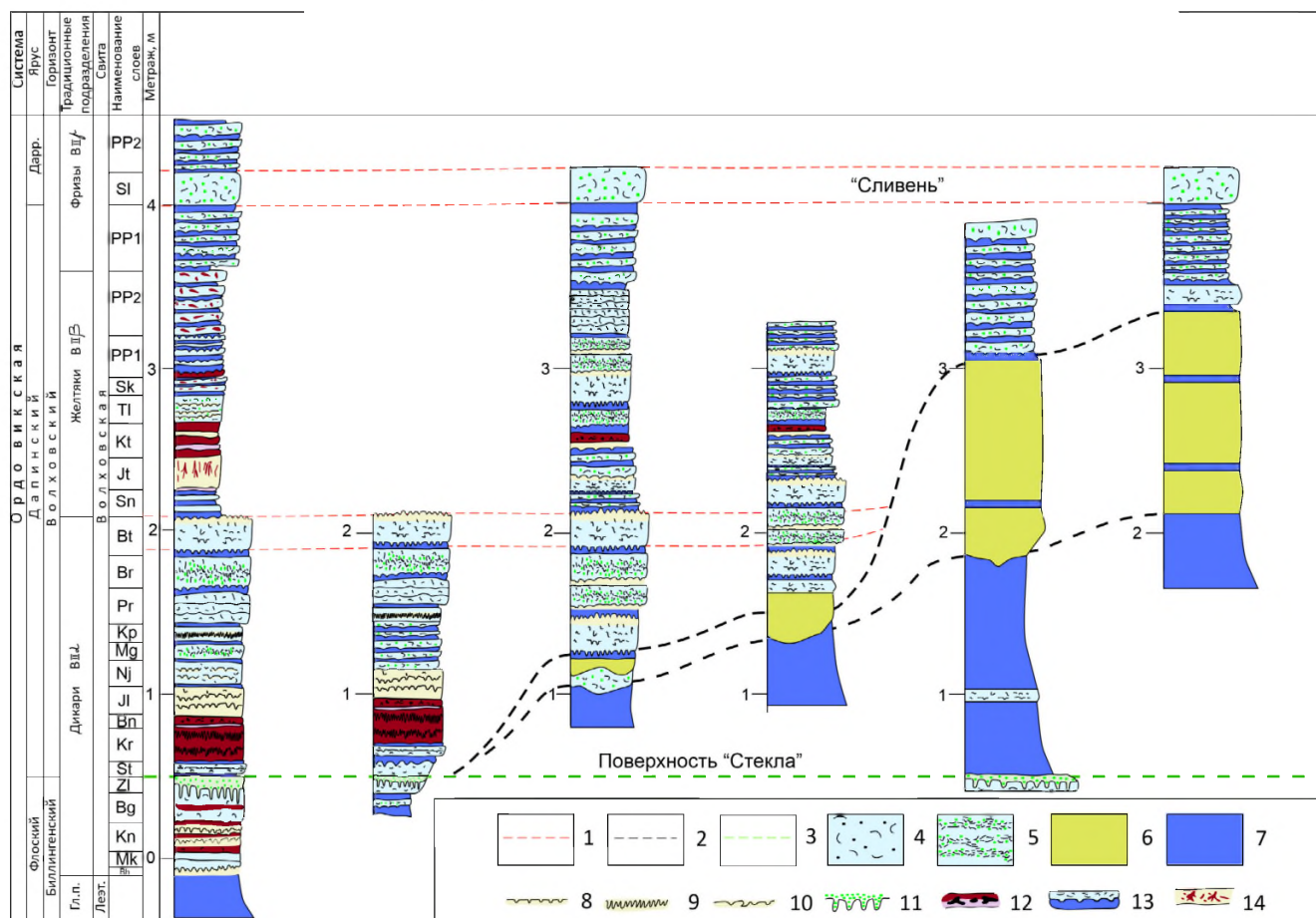


Рисунок. Путиловский бугор и прилегающие к нему месторождения.

Условные обозначения: 1 – сопоставление пластов в разрезах вмещающих отложений, 2 – границы микритовой коры горба, 3 – импрегнированная глауконитом поверхность твердого дна («стекло»), 4 – биокластические известняки (вакстоуны и пакстоуны), 5 – известняки с обилием зерен глауконита, 6 – голубовато-серые алевролиты в ядре горба, 7 – желтая микритовая кора горба, 8 – поверхности твердого дна с железистой импрегнацией и сверлениями *Trypanites sozialis*, 9 – поверхности плотного дна с ходами *Balanoglossites triadicus*, 10 – поверхности твердого дна со следами эрозии и ходами *Balanoglossites triadicus*, 11 – ходы сверления *Gastrochaenolites oelandicus*, 12 – красноцветные известняки и алевролиты, 13 – следы *Bergaueria* в подошве пластов, 14 – ходы *Chondrites*. Наименования слоев: Bh – Бархат, Mk – Мелкоцвет, Kn – Красенький, Bg – Белоглаз, Zl – Зеленый, St – Старицкий, Kr – Красный, Bn – Бутина, Jl – Желтый, Nj – Наджелтый, Mg – Мягонький, Kr – Коноплястый, Pr – Переплет, Br – Братвенник, Bt – Буток, Sn – Серина, Jt – Желтенький, Kt – Краснота, TI – Толстенький, Sk – Серенький, PP1 – Нижняя пачка переслаивания, PP2 – Верхняя пачка переслаивания, SI – Сливень. Сокращения: Дарр. – Дарривильский ярус; Гл.п. – Глауконитовый песчаник; Лест. – Лестеская свита.

Литература

- Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Палеозойское рифообразование и его соотношение с развитием биоты. М: МАКС Пресс, 2022. 189 с.
- Дронов А.В., Федоров П.В. Новые данные о строении и распространении Геккерových горбов в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга. // Вестник Санкт-Петербургского университета, 1994. Серия 7. Геология, география. Выпуск 2. С. 89–93.
- Ламанский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России // Труды Геол. Ком., нов. Сер. 1905б вып. XX. 203 р.
- Вишняков С.Г., Геккер Р.Ф. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. // Юбилейный сборник к 45-летию научной деятельности Н.Ф. Погребова. 1937. Л. С. 30–45.
- Lindstrum M. Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician Sea. // Sedimentology. 1963. V.2. P. 243–292.
- Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
- Дронов А.В., Иванцов А.Ю. Органогенные постройки в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга. // Вестник Санкт-Петербургского университета, 1994. Серия 7. Геология, география. Выпуск 1. С. 23–30.
- Федоров П.В., Дронов А.В. Нижнеордовикские органогенные постройки северо-запада Русской платформы. // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург, 1998. С. 184–191.
- Fedorov P.V. Hecker-type organic mud mounds from the Lower Ordovician of the East Baltic. // Acta Universitatis Carolinae. Geologica. 1999. V. 43 (1/2), 139–142.
- Fedorov P.V. Lower Ordovician mud mounds from the St. Petersburg region, northwestern Russia. // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 2003. V. 50. Part 1. P. 125–137.
- Федоров П.В. Карбонатно-глиняные иловые холмы нижнего-среднего ордовика Балтоскандии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург: ЛЕМА, 2003. 16 с.
- Дронов А.В. Уникальные холодноводные рифы среднего ордовика Русской и Сибирской платформ. // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Екатеринбург: Альфа Принт, 2016. С. 37–41.

13. Cronholm A., Schmitz B. Extraterrestrial chromite distribution across the mid-Ordovician Puxi River section, central China: Evidence for a global major spike in flux of L-chondrite matter. // *Icarus*. 2010. V. 208. P. 36–48.
14. Lindström M., Chen, Jun-Yuan, Zhang, Jun-Ming. Section at Daping reveals Sino-Baltoscandian parallelism of facies in the Ordovician. // *Geol. Foren. Stock. For.* 1991. V. 113. P. 189–205.

15. Lindskog, A., Schmitz, B., Cronholm, A., Dronov, A. A Russian record of a Middle Ordovician meteorite shower: Extraterrestrial chromite at Lynna River, St. Petersburg region. // *Meteoritics and Planetary Science*. 2012. V. 47, Issue 8. P. 1274–1290.



ВАРИАЦИИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО ДЕВОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК

О.П. Изох, Д.В. Гражданкин

SEDIMENTOLOGICAL, ISOTOPE AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS IN LOWER DEVONIAN SECTIONS AS A MANIFESTATION OF GLOBAL GEODYNAMIC RESTRUCTURING

O.P. Izokh, D.V. Grazhdankin

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

This study reports new geochemical and C isotopic data from the continuous, 460-m-thick, carbonate-dominated Obi-Saphit section of the Lower Devonian strata cropping out in the Zeravshan-Gissar area (Uzbekistan). Carbon isotope stratigraphic variations demonstrate a positive trend from the upper Silurian to the lower Devonian with 8‰ shift coinciding with the global Silurian/Devonian boundary Klonk Event. Trace element contents in the section correlate with the main C-isotopic shift. The obtained isotope-geochemical perturbations in the studied section are associated with a facies change and probably reflect a shift in depositional regime in the basin.

Вариации изотопного состава ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, $\delta^{18}\text{O}$) и геохимических показателей характеризуют глобальные изменения параметров среды осадконакопления. Они широко используются для различного рода палеорекоkonструкций, в том числе и для расшифровки причин глобальных событий девонского периода. В основном усилия исследователей направлены на расшифровку интервалов, с которыми связаны глобальные биосферные перестройки, в том числе пограничный интервал силура и девона, где отмечаются глобальные экосистемные перестройки, связанные как со сменой биологических сообществ, так и с условиями их обитания.

Нами был изучен пограничный силурийско-девонский интервал в разрезе Оби-Софит, расположенном в Китабском национальном заповеднике Зеравшан-Гиссарской складчатой области [1]. Карбонатные отложения этого разреза формировались в условиях пассивной континентальной окраины Таримского палеоконтинента, что позволяет рассматривать их как потенциальный архиватор свидетельств глобальных событий, происходивших в раннем девоне, запечатленных в их химическом и C и O изотопном составе.

Граница силура и девона в изученном разрезе приурочена к рубежу смены глинисто-доломитовых криноидных известняков купрукской свиты детритово-сгустковыми известняками мадмонской свиты. Биостратиграфическая граница силура и девона в разрезе Оби-Софит носит условный характер. В пределах разреза происходит изменение характера седиментации от условий мелководного полуизолированного бассейна в купрукское время на от-

носительно глубоководные условия открытой части шельфа с водами нормальной солености в мадмонское время. В течение купрукского времени на данном участке палеобассейна относительно часто менялся гидродинамический режим, осадконакопление шло пульсационно, с седиментационными паузами, которые сопровождались осушением территории [2]. В течение локховского времени происходило постепенное изменение характера седиментации карбонатных пород, отражающее смену условий в палеобассейне. Для этого времени характерными являются микробиальные постройки, обеспечивающие большую мощность отложений этого интервала.

Анализ геохимических данных проводился для оценки терригенного привноса в бассейн седиментации, поступления питательных веществ и наличия аноксичных условий седиментогенеза. Концентрации элементов, которые характеризуют силикокластическую примесь в карбонатных породах (Al, Na, K, Si, Ti, Zr), варьируют в широких пределах. В целом, для нижней части разреза, представленной купрукской свитой, характерны более высокие содержания этих элементов, в то время как верхняя часть разреза, отвечающая мадмонской свите, характеризуется низкими их содержаниями. На кривых распределения элементов по разрезу отчетливо выделяются два уровня, в пределах которых содержание этих элементов повышено. Нижний уровень отвечает инт. 50–160 м разреза. Верхний уровень приходится на пограничный интервал купрукской и мадмонской свит (инт. 320–340 м разреза). Похожая тенденция отмечается для таких элементов, как U, Mo, Co,

свидетельствующих о проявлении аноксийных условий в придонной среде и/или осадке. Для нижней части разреза также характерно повышенное содержание таких элементов, как Fe и Mn. Верхняя часть разреза, помимо повышенного содержания U, Mo и Co, также характеризуется высокими содержаниями Ni и Cu и более высокими, по сравнению с нижней частью разреза, содержаниями бария.

Изотопный состав углерода в изученном разрезе варьирует в широких пределах — от -4.0‰ до $+4.7\text{‰}$, снизу вверх по разрезу наблюдается тенденция к увеличению $\delta^{13}\text{C}$. Величины $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -2.3‰ до -14.8‰ , соответственно, и в среднем составляют -6.1‰ . В купрукской свите (отм. 150 м разреза) и в нижней части мадонской свиты (отм. 430 м разреза, в 100 м от ее основания) происходят значительные сдвиги величин $\delta^{18}\text{O}$ до -17.7‰ и -14.8‰ , соответственно. Такое снижение значений чаще всего обусловлено постседиментационными преобразованиями карбонатных пород.

Согласно предлагаемой литолого-фациальной модели [2], купрукская свита формировалась в условиях ограниченной циркуляции вод бассейна, что могло способствовать развитию аноксийных условий в осадке и/или придонной части бассейна седиментации, о чем свидетельствуют повышенные значения отношений U/Al и Mo/Al в карбонатных породах. Появление таких условий способствует развитию сульфатредуцирующих и метановых бактерий, которые в свою очередь меняют состав окружающей среды, что может способствовать осаждению доломита. Кроме того, такие условия способствуют появлению C изотопно-легкой углекислоты, которая может участвовать в формировании диагенетического калыцита и доломита с образованием C изотопно-легких карбонатов.

В верхней части купрукской свиты наблюдается изменение режима бассейна седиментации — отмечается признаки увеличения уровня моря и поступления в бассейн вод нормальной солености, что находит отражение в изменении фаунистического состава и характере седиментации [2]. Эти события также находят отражение в изотопно-геохимических характеристиках карбонатных пород — происходит снижение U/Al и Mo/Al, свидетельствующее об установлении нормального кислородного режима, которое

сопровождается повышением величин $\delta^{13}\text{C}$ до значений, близких к среднеморским в карбонатах ($0 \pm 2\text{‰}$).

Раннемадонское время характеризуется нормальными морскими условиями в бассейне седиментации, наблюдается значительное углубление бассейна, о чем свидетельствует появление микробиальных карбонатов. На это же время приходится следующий этап изотопно-геохимических пертурбаций, в разрезе наряду с повышением U/Al и Mo/Al происходит увеличение Ni/Al и Cu/Al, а также значительное повышение содержаний Ba и P. Такое увеличение содержаний Ni, Cu, наряду с высокими концентрациями Ba и P, чаще всего свидетельствует об увеличении привноса нутриентов в бассейн седиментации [3], что может спровоцировать рост биопродуктивности, и при наличии условий, способствующих сохранению захороненного органического вещества в осадке, возникает аноксия в придонном слое и/или в толще осадка, о чем свидетельствуют высокие U/Al и Mo/Al. Помимо этого, быстрые темпы продукции и захоронения органического вещества приводят к изъятию изотопно-легкого углерода из морской воды и формированию карбонатных пород с повышенными величинами $\delta^{13}\text{C}$.

Полученные изотопно-геохимические пертурбации оказались приурочены к фациальным изменениям в разрезах и вероятнее всего свидетельствуют о смене режима седиментации в бассейне.

Литература

1. Yolkin E.A., Kim A.I., Talent J.A. (Eds.). Devonian sequences of the Kitab Reserve area. Field Excursion guidebook. International Conference «Global Alignments Lower Devonian carbonate and Clastic Sequences» (SDS/IGCP 499 project joint field meeting). August 25 – September 3, 2008. Kitab State geological reserve, Uzbekistan. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. 100 p.
2. Михайлова Е.Д., Тарасенко А.Б., Рахмонов, У.Ж., Ерина М.В., Ремизова С.Т. Строение и условия образования пограничных отложений силура и девона из центральной части океана Палеотетис (разрез Оби-Сафит, Kitabский Государственный Геологический Заповедник, Узбекистан) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 6. С. 40–61.
3. Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // Chemical Geology. 2006. V. 232. P. 12–32.



КОРАЛЛОВЫЕ БИОФАЦИИ НИЖНЕПЕРМСКИХ РИФОВЫХ МАССИВОВ ГЕОПАРКА ТОРАТАУ (БАШКОРТОСТАН)

О.Л. Коссовая¹, Е. Ю. Башлыкова², Е.И. Кулагина²

CORAL BIOFACIES OF THE LOWER PERMIAN REEF MASSIFS OF THE TORATAU GEOPARK (BASHKORTOSTAN)

O.L. Kossovaya¹, E.Yu. Bashlykova², E.I. Kulagina²

¹ ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения УФИЦ РАН, Уфа, Россия

The article deals with the results of studying corals from the reef massifs of Toratau, Yuraktau and Shakhtau and the patterns of their distribution in various facies. Among them there are the reef-plateau with partial lifetime settlement of corals, shoal, and the pre-reef (stormy) zone in the upper part of the reef slope. In the latter the only colonies fragments were found. Three types of coral biofacies, differing in their systematic composition and assigned to different reef zones, have been identified: (1) the *Amplexocarinia* biofacies, which is characteristic for the initial stage of development of the reef, is associated with the settlement of cyanobacteria and tubifites; (2) *Protowentzelella*–*Pseudocystophora* biofacies, corresponded to the second stage of development of the reef massifs, (3) *Protolonsdaleiastraea* biofacies, observed in platform facies represented by bedded carbonates (grain-and packstone) on the south-eastern slope of Yuraktau (western part of the massif).

Нижнепермские рифовые массивы геопарка Торатау (Башкортостан) рассматриваются как пример расселения кораллов в различных фациальных зонах рифа — от рифового плато, отмели, предрифовой зоны до склоновой части, где встречаются только обломки колоний. Цепь меридионально расположенных рифовых массивов протягивается меридионально вдоль течения р. Белой на протяжении 20 км. Рифовые массивы Торатау, Юрактау и Шахтау, находясь в районе г. Стерлитамака на территории геопарка Торатау. Они имеют различную структуру и фациальную дифференциацию, а также различаются по продолжительности рифообразования. По обобщенной литофациальной характеристике основные разности коралловых известняков рифовых массивов отнесены к фрейм- и рудстоунам, тогда как вмещающие известняки рассматриваются как пакстоуны и грейнстоуны [1].

Детально распределение фаций было изучено на массиве Шахтау [2, 3, 4]. По представленной характеристике кораллы практически отсутствуют в тубифитесовых зарослях. Одиночные и реже колонияльные кораллы указаны из фации тубифитесово-мшанковых поселений, что подтверждено новыми находками крупных *Timania* ex gr. *schmidtii* Stuck. Коралловые биогермы указаны в тубифитесово-кораллово-фузулинидовой фации с подчиненным значением тубифитесов. Эта фация примыкала к рифовому гребню или формировала мелководную отмель — то есть занимала место в верхней части склона рифа. Перечисленные фации характерны для шиханского времени ассельского века. Сравнительная оценка разнообразия кораллов рифовых массивов показала максимальное разнообразие кораллов на Шахтау [5].

Биофация 1 — *Amplexocarinia*. В ассельской части рифового массива Шахтау указаны два вида одиночных и один вид периоидных колонияльных кораллов. Аналогичный состав коралловой фауны по нашим данным присутствует на Торатау [6]. Вид периоидных колонияльных кораллов рода *Protowentzelella* был ранее указан из осыпи Торатау из верхней части разреза [7] и из карьера на западном склоне массива [6]. Также в средней и верхней частях Торатау присутствуют два вида одиночных кораллов, аналогичным комплексам Шахтау из ассельской части разреза. Рифовый массив Торатау является наиболее древним и с более коротким периодом рифообразования [8]. Большая часть массива сложена органогенными карбонатами шиханского горизонта. Расположенный на краю рампа риф занимал наиболее глубоководное положение. По датировкам конодонтов, выделенных из перекрывающих риф мергелей, он был затоплен уже в тастубско-стерлитамакское время [8], когда в остальных массивах продолжался процесс карбоната накопления. Нижняя часть массива Торатау сложена слоистыми криноидными грейн- и пакстоунами [6]. Известняки средней части представлены цианобактериальными цементолитами, среди которых преобладают

тубифитесы; реже встречаются инкрустирующие *Archaeolithoporella* и мшанки [6, 9]. Встреченные в этой ассоциации одиночные кораллы *Amplexocarinia ruzhentzevi* Soshkina часто являются центрами инкрустации. Крупная колония периоидных кораллов, частично заполненная цианобактериальным кальцитом была найдена в средней части западного склона [6]. Близкие фации тубифитесовых баундстоунов с фиброзной цементацией вокруг *Amplexocarinia* sp. и переходящими в тубифитово-остракодовые пакстоуны были встречены в нижней части канавы на рифовом массиве Куштау [5, рис. 2]. Здесь отмечается инкрустация *Amplexocarinia* sp. цианобактериальными образованиями, аналогичными описанным в рифовом массиве Торатау [6, 9]. На втором уступе карьера рифового массива Юрактау в микритовых известняках установлено сонахождение наутилоидей, одиночных кораллов и тубифитесов; фация предварительно интерпретируется как лагунная. Таким образом, можно сделать вывод об пространственной устойчивости биофации (1) *Amplexocarinia* в цианобактериальных биогермах. Шиханский возраст нижнего уступа западного карьера рифового массива Юрактау датирован по находкам *Rugosofusulinoides* sp., *Pseudochusenella lutuginiformis* (Rauser, 1940) [10], а также *Sphaeroschwagerina* sp. (уст. сообщ. Кулагиной Е.И.)

Биофация 2 — *Protowentzelella*–*Pseudocystophora*. При обмелении тастубского времени сформировались более благоприятных для развития колонияльных кораллов обстановки обитания. На рифовом массиве Шахтау в это образуется верхняя часть карбонатов массива, где наиболее уникальным является образование кораллово-палеоапличиновых биогермов [4]. При сопоставлении таксономического состава собранной коллекции в соответствии с моделью распределения фаций по рифу, можно предположить, что в рифе Шахтау колонияльные кораллы сакарского века, отнесенные к горизонтам III–V [7] характерны в основном для собственно коралловых биогермов и в меньшей степени для отмели [3]. Коралловые поселения формировались на палеоапличиновых биогермах в пределах широкой полосы до 10 м шириной, которая протягивалась по всему рифовому массиву [4]. Колонии представлялись родами *Protowentzelella*, *Kleopatrina*, *Permastraea*, *Protolonsdaleiastraea* и др.

Фация кораллово-палеоапличиновых биогермов в кровле рифового массива Юрактау была прослежена Е.Д. Сошкиной [4, 11]. Комплекс кораллов характеризовал «надшагериновые слои» [4]. В западной части массива Юрактау выделены два типа фаций (тастубское время) с многочисленными колонияльными кораллами. Они образуют биогермы в верхней части массива на «коралловой тропе» и найдены в небольших прослоях темпеститов. на нижнем уступе западного карьера. Фация в кровле рифового массива Юрактау аналогична кораллово-палеоапличиновым биогермам Шахтау. В данной ассоциации преобладают

колониальные кораллы, палеоаплизинны встречаются редко, а промежутки между колониями заполнены, по-видимому, цианобактериальными матами. Таксономический состав кораллов представлен родами *Protowentzelella*, *Pararachnastraea*, *Pseudocystopora*, реже *Protolonsdaleiastraea*. Выделенная биофация (2) *Protowentzelella*–*Pseudocystopora*, соответствует следующей стадии развития рифового массива, характеризуется диверсификацией колониальных кораллов, развита на рифовом плато и в отмельной зоне. К этой биофафии отнесен и комплекс, представленный обломками колоний тех же родов в специфической фафии темпеститов (штормовых образований) предрифовой зоны (западная часть восточного карьера).

Биофафия 3 — *Protolonsdaleiastraea*, в которой преобладают виды данного рода выделена на юго восточном склоне Юрактау в платформенных слоистых фузулинидовых и криноидно-фузулинидовых грейн- и пакстоунах с многочисленными колониями кораллов, сохранившихся как в прижизненном положении и перевернутых.

Литература

1. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Сагдеева Н.С. Литофациальные особенности известняков нижней перми Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 2. С. 4– 25. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-1
2. Раузер-Черноусова Д.М. Фафии верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья на основе изучения фузулинид // Труды Ин-та геол. наук. Вып. 119. Геол. сер., 43. 1950. С. 1– 109.
3. Королюк И. К. Методы и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау (Башкирское Приуралье). М.: Наука, 1985. 112 с.
4. Раузер-Черноусова Д.М., Королюк И.К. Стерлитамакские

шиханы – рифогенные образования раннепермского времени // Международный конгресс «Пермская система Земного шара». Путеводитель геологических экскурсий, Часть II, Вып.1, «Разрезы пермской системы бассейна р. Белой (Западный склон Южного Урала). Свердловск, 1991. С. 47– 71.

5. Коссовая О. Л., Кулагина Е. И. Пермские кораллы из рифовых массивов в районе г. Стерлитамака // Геологический вестник. 2023. №2. С. 66– 84. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-5
6. Kossovaya O., Vachard D., Izart A. Climatic impact on the reef biota in the Cisuralian and Guadalupian (Permian), East European Platform // Geological Society London, Special Publication, 2013. V 376. P. 343– 366.
7. Сошкина Е. Д., Добролюбова Т.А., Порфирьев Г.С. Пермские Rugosa Европейской части СССР. Палеонтология СССР. Т. 5. Ч. 3. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1941. 304 с.
8. Чувашов Б. И., Пруст Ж.-Н., Буассо Т., Веннан Е., Черных В. В. К истории формирования стерлитамакских шиханов (раннепермские рифовые массивы Южного Предуралья). Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УрНЦ РАН, Екатеринбург, 1996. С. 25– 34.
9. Vachard D., Vennin E. (ed.) Archaelithoporella– Shamovella (=Tubifites)– Bryozoan reef-mound complexes, Russia. In: E. Vennin, M. Aretz, F. Boulvain, A. Munnicke (Eds.) Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations. Memoir. Du Museum national d'Histoire naturelle, 2019. V. 195, Publication Scientifiques du Museum, Paris. P. 295– 297.
10. Исакова Т.Н., Филимонова Т.В., Кулагина Е.И. Особенности таксономического разнообразия раннепермских фораминифер башкирских шиханов геопарка Торатау // Геологический вестник. 2023. № 2. С. 94– 115. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-7
11. Козлов В.И. (отв. ред). Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1995. 177 с.



ЭВОЛЮЦИЯ БИОЦЕНОЗОВ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК В ПРЕДЕЛАХ «САХАЙСКОЙ ОРГАНОГЕННОЙ ПОЛОСЫ» (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Н.А. Лыков^{1,2}, И.А. Китаева², О.В. Постникова², В.А. Лошкарёва²

THE BIOCEANOSES EVOLUTION IN LOWER PALEOZOIC ORGANOGENIC BUILDUPS OF «SAKHAI ORGANOGENIC STRIP» (EASTERN SIBERIA)

N.A. Lykov^{1,2}, I.A. Kitaeva², O.V. Postnikova², V.A. Loshkareva²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

The Sakhai organogenic strip is a unique geological object, where numerous Lower Paleozoic reefs of the Siberian Platform are concentrated. It is believed to have ceased to exist in the end of Cambrian epoch. However, recent studies have revealed that the development of reef systems continued into Ordovician time. The present study proposes a typification of reefs according to their biocenoses. In the Cambrian epoch 3 major types of reefs have been identified: 1) halophilic microbial mats; 2) microbial bioherms with specific calcimicrobes (*Epiphyton*, *Renalcis*); 3) microbial-archaeocyath. For the Ordovician (in the Moyero River section) 6 main types of reefs have been identified, changing in time against the background of global diversification: 1) typical stromatolite bioherms and biostromes; 2) microbial-calathium bioherms; 3) bryozoan-moyeronia-angarella bioherms; 4) spherical small stromatolite bioherms; 5) calcimicrobe–stromatoporoid bioherms; 6) calcimicrobe biostromes.

Органогенные постройки в карбонатной формации Сибирской платформы издавна являются объектами изучения геологов [1]. Наибольший вклад в исследовании нижнепалеозойских биогермов и рифов внесли И.Т. Журавлева, В.Е. Савицкий, В.А. Асташкин, Е.И. Мягкова, В.А. Лучинина и многие другие глубокоуважаемые ученые настоящего и прошлого. Наиболее же интересным и важным объектом изучения традиционно считалась полоса карбонатных отложений (простирающейся от р. Алдан до р. Енисей протяженностью около 1500 км), выделенная И.Т. Журавлевой [2] в 1979 г. под названием «Сахайская органогенная полоса». В ней сконцентрированы основные органогенные постройки кембрия. Считается, что в конце кембрийского периода она прекратила свое существование. Однако в пределах географически, уже, казалось бы, погребенной полосы, в ордовикских отложениях отмечаются многочисленные биогермы и биостромы, которые, по-видимому, являются продолжением эволюции каркасостроителей и известьсекретирующих организмов бассейна Сибирской платформы. Данное предположение согласуется с тем, что и сама И.Т. Журавлева высказывала мнение о наличии «другой органогенной полосы, наложенной на Сахайскую» [2]. В свою очередь настоящая работа посвящена типизации построек, относительно слагающих их биоценозов, для кембрийско-ордовикского времени.

Биоценоз органогенных построек нижнего кембрия ограничен и представлен различными группами цианобактерий и археоциат. При этом в строении построек принимали участие как микробиальные организмы, образующие в ходе своей жизнедеятельности бактериальные маты и строматолиты, так и определенные виды цианобактерий, которые образовывали каркасные формы роста. Последние вступали в биоценозы с археоциатами, которые играли ведущую роль на завершающем этапе развития осинского палеобассейна. Детальные литологические исследования карбонатных отложений осинского горизонта позволили установить, что в распределении основных типов пород и пороодообразующих организмов в разрезе постройки отмечаются определенные закономерности.

Формирование органогенных построек в пределах изучаемой территории, и соответственно сукцессия организмов, в общих чертах описанная в работах В.Г. Кузнецова и О.В. Постниковой [3, 4], начиналась на практически стерильном биотопе (на подосинской пачке солей) и происходила в условиях относительно быстрого погружения, поэтому формирование твердого субстрата осуществлялось достаточно быстро, и пласт микрокристаллических микробиальных доломитов имеет небольшую толщину (в пределах 10 м), выдержанную на всей изучаемой территории.

В отложениях осинского горизонта были встречены галофильные маты, которые указывают на то, что в этот период времени на территории Непско-Ботубинской антеклизы происходило периодическое повышение солёности. В его основании отмечаются прослои с многочисленными «пузырьковыми» пустотами, размером до нескольких сантиметров, частично или полностью минерализованными галитом. Генезис таких пустот до конца не ясен, однако можно предположить, что они являются результатом деятельности бактериальных сообществ.

Общеизвестно, что бактериальные маты являются фильтром газов [5]. В естественных местах обитания под матом или между слоями часто образуются пузыри газа. В галофильных сообществах эти газы продуцируются самим сообществом. При этом, галит и гипс осаждающиеся хемогенным путем, заполняют «пузырьковые» пустоты, консервируют их. По мере изменения условий, с увеличением глубины, уменьшением солёности и установлением более спокойной гидродинамики морского бассейна первичные биоценозы сменялись вторичными, более сложными, с появлением роли *Epiphyton*, *Renalcis*, *Archaeocyatha* в последних. Этот период характеризовался этапом наибольшей трансгрессии и наиболее благоприятными условиями для развития биоценозов. К концу осинского времени обстановка значительно изменилась — произошло общее осолонение бассейна, что привело к уменьшению видового разнообразия и исчезновению археоциат. В конце кембрийского времени отмечаются уже (на примере разреза реки Мойеро) строматолитовые постройки с редкими остатками кальцимикробов, но уже без археоциатов в качестве биогермообразователей.

Эволюция рифостроителей в ордовикском периоде является отражением резкого роста биологического разнообразия морских беспозвоночных, которое получило название «события великой ордовикской биодиверсификации» (Great Ordovician Biodeversification Event) [6]. Именно в это время произошел переход от рифовых систем с доминированием микробиальных и реже кальцимикробных сообществ, к каркасным, с доминированием строматопороидей и кораллов в верхнем ордовике [7]. Типизация органогенных построек для ордовикского времени, представленная в настоящей работе, основана на опорном разрезе реки Мойеро, располагающегося в северо-восточной (в современных координатах) части Тунгусской синеклизы Восточной Сибири. Этот нижнепалеозойский разрез является одним из наиболее полных и непрерывных на Сибирской платформе [8; 9].

В пределах интервала от низов тремадокского яруса нижнего ордовика до низов дапинского яруса среднего ордовика (няйский, угорский и низы кимайского горизонтов РСШ) характеры биогермы и биостромы, где основными рифостроителями являлись микробиальные сообщества строматолитовой структуры. Микробиальные сообщества образовывали типичные характерные и для кембрийского этапа органогенные постройки. Непрерывность развития типов биогермов — аналогичные постройки отмечены как в верхах кембрийской, так и в низах ордовикской систем. А также отсутствие изменения характера осадконакопления на границе, позволяет предположить непрерывность эволюции биогермообразования в пределах Сахайской органогенной полосы.

В дальнейшем, в дапинском ярусе (кимайский горизонт РСШ) появляются микробиально-калатиумные биогермы, в которых сохраняется важная роль микробиальных сообществ. Появление губок рода *Calathium* в качестве каркасостроителей совпадает с изменениями в характере седиментации — появлением признаков холодноводного типа карбонатонакопления: наличие глауконита в биокластовых известняках, уменьшение по разрезу мощности и количества слоев первичных гипсов.

С увеличением роли холодноводного типа карбонатотаккопления и снижения «тепловодных карбонатов по разрезу» микробиальные сообщества постепенно уступали место «классическим» для ордовикского времени скелетным рифостроителям — мшанкам и губкам. В толще дарривильского яруса (верхи вихоревского и муктэйский горизонт РСШ), также появляются характерные только для Восточной Сибири органогенные постройки — «ангарелловые биогермы». Они интерпретируются как уникальные холодноводные постройки [10]. В последних отмечается своеобразный биоценоз каркасостроителей и рифолюбов: остатки животных, напоминающих по морфологии мшанки, а также организмы—проблематики: ангареллы, мягковии и мойеронии, систематическое положение которых остается не ясным. Однако микробиальный фактор не сходит полностью на нет. В это время на этом стратиграфическом интервале отмечаются также небольшие строматолитовые постройки — калиптры, которые ранее интерпретировались Е.И. Мягковой как желваки красных водорослей [8]. Субстратом, на котором микробиальные организмы образовывали свои колонии, нередко оказывался детрит раковин ангарелл, что объясняет их присутствие вблизи ангарелловых биогермов.

В пределах верхов дарривильского яруса (киренско-кудринский горизонт РСШ) характер карбонатотаккопления сменяется на более мелководный карбонатно-силикатический, в котором отмечаются экологически стрессовые условия для большей части бентосной фауны. На этом стратиграфическом интервале отмечается последний, зафиксированный на данный момент, этап биогермообразования в пределах органогенной полосы. Он представлен двумя этапами. В первом отмечаются небольшого размера (первые десятки сантиметров) строматопорово-кальцимикробные биогермы, в которых ископаемые цианобактерии *Ortonella*, *Garwoodia*, *Hedstroemia* составляют более 90% объема постройки. Второй представлен лишь маломощными (1–2 см) прослоями кальцимикробиальных биостромов в пределах пелелиподовых банок.

Литература

1. Белицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К. и др. Рифогенные и сульфатонесущие формации фанерозоя СССР / Отв. ред. Г. А. Беленицкая, Н. М. Задорожная. М.: Недра, 1990. 290 с
2. Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса / Среда и Жизнь в геологическом прошлом. Вопросы эволюции. Отв. ред. О.А. Бетехина, И.Т. Журавлева. Новосибирск: Наука, 1979. С. 128–154. (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 431).
3. Кузнецов В.Г., Дон О.В. Органогенные постройки кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 59. Вып. 5. 1984. С. 67–71.
4. Кузнецов В.Г., Постникова О.В., Билевич А.И. Смена сообществ организмов во времени в палеоландшафтах с органогенными постройками / Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты морей и континентов. Отв. ред. О.А. Бетехина, И.Т. Журавлева. Новосибирск: Наука, 1987. С. 31–34. (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 686).
5. Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 41–49.
6. Webby B.D. The Great Ordovician Biodiversification Event. New York: Columbia University Press, 2004. P. 484.
7. Webby B.D. Patterns of Ordovician reef development. In: Phanerozoic Reef Patterns / Kiessling, W., Fugel, E., Golonka, J. (Eds.). SEPM Special Publication. 2002. V. 72. P. 129–179.
8. Мягкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977, 175 с.
9. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: ГЕО, 2007. 267 с.
10. Дронов А.В. Уникальные холодноводные рифы среднего ордовика Русской и Сибирской платформ // Уникальные геологические объекты через призму их разнообразия: Матлы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 37–41.



ПРОЯВЛЕНИЕ ПАЛЕОКАРСТА И СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ДЕВОНА НА РУЧЬЕ ДЭРШОР (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Т.В. Майдль, М.С. Нечаев

PALEOKARST AND SULFIDE MINERALIZATION IN LOWER DEVONIAN CARBONATE DEPOSITS ON DARSHORE CREEK (CHERNYSHEV RIDGE)

T.V. Maidl, M.S. Nechaev

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

Pyritization in the rocks of the Darshore Creek is developed directly below the surface of the stratigraphic break and is represented by nodules of pyrite. The formation of large pyrite nodules in the presence of iron-enriched eluvium in karst voids was possible with the influx of H_2S (HS^{2-}) from the source of thermal reduction during the formation of the thrust structure of the Chernyshev ridge. Later processes determined the processes of dissolution (hydrolysis) of the formed pyrite, accompanied by the leaching and decompression of carbonate rocks.

Карбонатные породы, как известно, подвержены воздействию различных вторичных преобразований, существенно меняющих их состав и другие первичные признаки, на которых обычно основаны фациальный анализ и седиментационные модели. Процессы изменения карбонатных пород редко заслуживают внимания литологов. Однако даже самые незначительные проявления наложенной минерализации могут нести информацию, как о самих процессах, так и об условиях их прохождения и тем самым способствовать лучшему пониманию генезиса стратиформных месторождений. В данном сообщении приведены результаты изучения сульфидной пиритовой минерализации в (палео) карстовых брекчиях лохковского горизонта разреза ручья Дэршор. Брекчии, обнаруженные в верхней пачке лохковского яруса нижнего девона, залегают непосредственно под поверхностью предсреднедевонского несогласия [1, 2].

Одновозрастные отложения острова Долгого, Д.К. Патруновым [3] рассматривались как отложения прибрежных лагун, огражденных со стороны моря аккумулятивными формами рельефа. Одним из современных аналогов таких огражденных водоемов, как известно, является залив Shark Bay, расположенный на западном побережье Австралии [4]. Согласно литологическому анализу условия седиментации доломитов сочтемкыртинской свиты ручья Дэршор имели много общего с современными образованиями аккумулятивной иловой литорали – бассейна Hamelin Pool этого залива.

Сопоставление теневых структур доломитовых пород содержащих пиритовые желваки с современными аналогами позволяют отнести их к «пустулезным матам» населяющих пространство от верхней литорали до верхней сублиторальной зоны, и в зависимости от градиента дна образующих маты и небольшие колонии. Они растут в виде небольших гребешков, которые накапливают воду и осадок в созданном ими пространстве и, как правило, разви-

ваются на мелководном субстрате, способном поддерживать влажность осадка, обычно на пустулезном (пористом) основании. Подобные пористые сфероидные колонии, одиночные и формирующие маты распространены в пластах с желваками пирита (рис. 1). Микроскопические наблюдения позволяют говорить о двух этапах железистой минерализации. С первым связаны железистые прослои (оксидов и гидроксидов) и постепенное замещение ими стенок колоний, со вторым – поздняя наложенная пиритизация (рис. 1, б), вероятно метасоматической природы. Примечательно, что в современных осадках залива также отмечают накопление гидроксидов железа, которое используются бактериями в реакциях с кислородом и для производства различных пигментов.

Пиритизация в породах ручья Дэршор развита непосредственно под поверхностью стратиграфического перерыва и представлена желваками пирита, размером до нескольких сантиметров в диаметре (рис. 2, а). Желваки формируют стяжения из сферолитовых кристаллов округлой приближенной в сечении к пентагондодекаэдру формы, которые в свою очередь состоят из сферолитов меньшего размера. В наиболее окристаллизованных желваках проявлено радиальное строение. Рентгендифрактометрическим анализом в пиритовых желваках и зернах установлены пирит, халькопирит и продукты их разрушения: гетит, ферригидрит, магнетит, липидокрокит, ярозит. По данным микроанализа пирит стяжений и продукты его разрушения содержат десятые-сотые доли % Mn, Ti, Cr, Ba, Pb, Cu, Ag, а также следы фосфата, обогащенного La, Ce, Pr, Th. Проведенные исследования выполнялись с помощью микроскопического анализа в шлифах, а также на электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) «Oxford Instruments X-Max 50 мм²» (ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар).

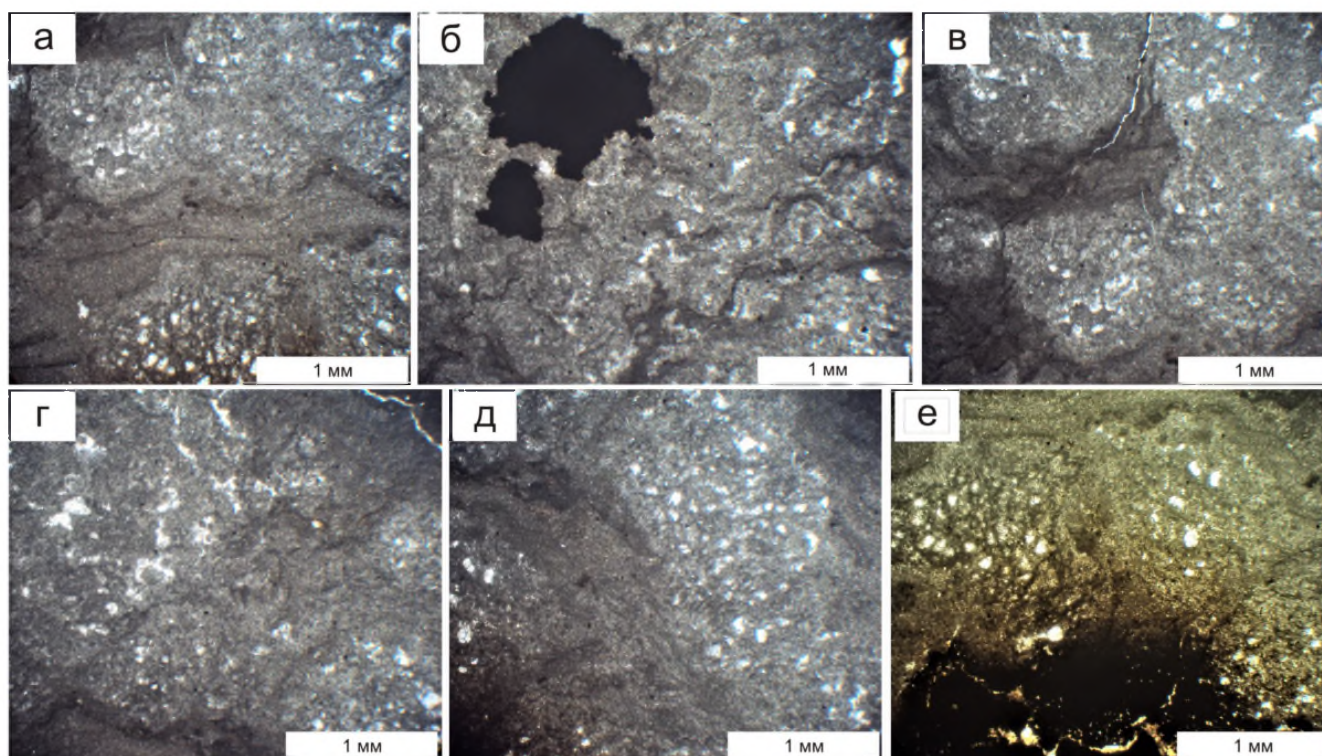


Рис. 1. Морфология пиритовых зерен, желваков и пустот выщелачивания (пустые и с гидроксидами железа)

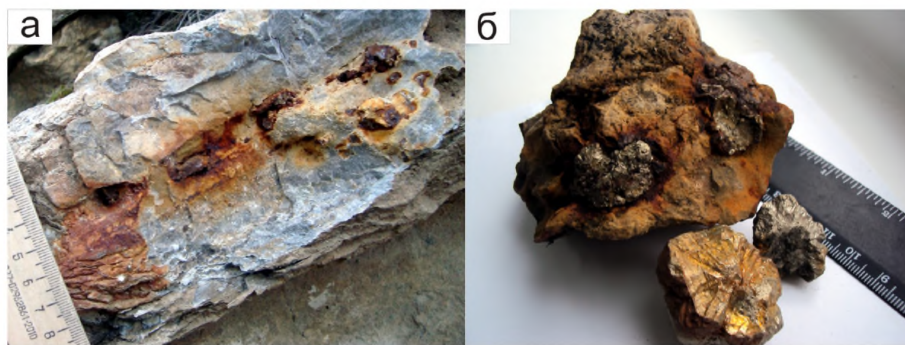


Рис. 2. Желваки пирита из брекчиевой пачки (а) и карстовые пустоты, заполненные несцементированными остатками элювия (б)

Возможно, накопление железа в бассейне седиментации являлось одним из источников обогащения им «красных земель», заполняющих позже (в среднем девоне) карстовые каверны в пачке брекчий. «Красные земли» (рис. 2, б) в дальнейшем служили ресурсом при формировании пирита. Сферолитовая структура объясняется выпадением вещества из коллоидных растворов. В пиритовых желваках сохранились включения, которые по данным Рамановской спектроскопии также представлены «красными землями». Поступление сероводорода необходимого для образования пирита, очевидно, было связано с процессами сульфатредукции, бактериальной (BSR) или термальной (TSR). Как известно, основными продуктами этих процессов являются сероводород и уголекислота — H_2S (HS^-) и $HCO_3^- \cdot (CO_2)$. С TSR могут быть связаны формирование залежей высокосернистого газа и/или месторождений сульфидов типа долины реки Миссисипи. Полагают, что сульфиды железа, галенит и сфалерит возникают как побочные продукты образования сероводорода, если соответствующих переходные или основные металлы присутствуют или транспортируются к месту реакции сульфатредукции.

В рассматриваемом случае формирование крупных пиритовых желваков (рис. 3) при наличии обогащенного железом элювия в карстовых пустотах было возможно при притоке H_2S (HS^-) из очага термальной редукции во вре-

мя формирования надвиговой структуры гряды Чернышева. С элювиальным выполнением пустот в карстовых брекчиях, связаны также находки кристаллов сфалерита микронных размеров.

Известно, что большинство свинцово-цинковых месторождений типа долины Миссисипи находится внутри карстовых пустот или брекчий в карбонатных породах и для них предложено несколько моделей образования. Суть большинства моделей сводится к взаи-

модействием продуктов сульфатредукции — H_2S (HS^-) и $HCO_3^- \cdot (CO_2)$ с карбонатными породами и металлами, которые присутствуют или транспортируются к месту обогащения продуктами BSR/TSR. Подтверждением этому могут служить исследования [5]. Они доказали, что именно H_2S , а не HS^- или S^{2-} , преобладали при осаждении свинца (Pb) и / или цинка (Zn) в слабо кислой или нейтральной среде. Учитывая тектоническую историю развития территории гряды Чернышева можно предположить, что появление гидродинамического градиента при тектонической активизации способствовало подтоку обогащенных сероводородом флюидов из ордовикских соленосных толщ и формированию сульфидов на биогеохимических и окислительно-восстановительных барьерах. Более поздние процессы, определили процессы растворения (гидролиза) образованного пирита, сопровождавшегося к тому же выщелачиванием и разуплотнением/децементацией карбонатных пород.

Литература

1. Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 355 с.
2. Майдль Т. В., Нечаев М. С. Вклад сернокислотного выщелачивания в формирование нижнедевонских карбонатных коллекторов в разрезе реки Дэршор гряды Чернышева // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. 3. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 68–69.
3. Патрунов Д.К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого / АН СССР, Урал. науч. центр. IGCP/IUGS UNESCO, проект «Экостратиграфия». Отв. ред. В. П. Сапельников. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–26.
4. Jahnert R. J., Collins L. B. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia // Marine Geology. 2012. V. 303. P. 115–136.
5. Zhang Y., Han R., Ding X., He J., Wang Y. An experimental study on metal precipitation driven by fluid mixing: implications for genesis of carbonate-hosted lead–zinc ore deposits // Acta Geochim. 2019. V. 38(2). P. 202–215.

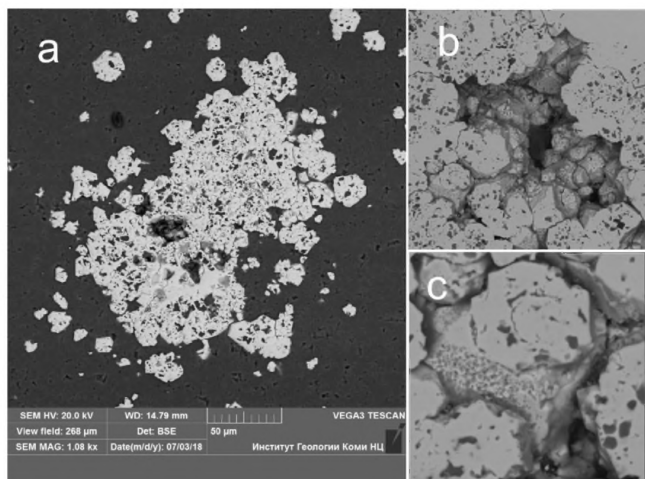


Рис. 3. Морфология пиритовых зерен (а) и желваков (б-с)



ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАМЕННОУГОЛЬНОГО РИФОВОГО МАССИВА ОСТРОВА БЕРХА (АРХИПЕЛАГ НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

В.П. Матвеев, А.Б. Тарасенко

HISTORY OF STUDYING AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BERKHA ISLAND EARLY-MIDDLE CARBONIFEROUS REEF MASSIF (NOVAYA ZEMLYA)

V.P. Matveev, A.B. Tarasenko

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

The geological structure of the Berkha Island is a high-level biogenic buildup — a reef massif. It is a paragenetic facies combination including a reef plateau, a reef core, a buttress, a prereef and pinnacles. The development of this reef massif continued for about 30 Ma. The reef growth started in the Late Viséan with formation of mud bank and vanished in the Late Bashkirian with formation of solitary tower-shaped pinnacles. The elements of the reef structure and the lateral series of facies correspond to the structure of the modern reef structure — the marginal reef.

Группа островов Горбовых (Берха, Личутина, Большой и Малый Заячий) расположена в Баренцевом море у северо-западного побережья острова Северный архипелага Новая Земля. Все острова сложены породами нижнего и среднего карбона. На островах Личутина и Большой Заячий залегают также образования верхнего девона. Остров Берха — средний по величине среди островов Горбовых (длина 15 км, ширина 2–5 км). Породы, исключая органогенные известняки, сматы в складки, с пологим погружением шарниров на северо-восток. Важность изучения органогенной постройки острова Берха обусловлена необходимостью совершенствования серийных легенд к геологическим картам Новой Земли, реконструкции палеогеографической и палеотектонической обстановок и уточнения прогнозной оценки нефтегазоносности окружающей геологической площади.

Первые сведения о возрасте пород на островах Горбовых содержатся в работе Ф. Тоула [21]. Наличие карбона на острове Берха было подтверждено английским геологом Р. Этериджем по материалам капитана А.Г. Маркхама [17]. Первые геологические наблюдения на острове Берха были проведены В.А. Русановым и М.М. Кругловским [3, 19]. В 1921 г. остров посетила норвежская экспедиция О. Хольтедаля [16]. В 1925 г. Р.Л. Самойлович побывал на острове Берха, брахиоподы из его сборов определил Б.В. Милорадович [2]. В 1925–26 гг. геология острова Берха изучалась экспедициями Морского научного плавучего института под руководством М.В. Клёновой. Выполненная характеристика каменноугольных отложений дополнена описанием брахиопод [13]. В 1936 г. А.А. Петренко определил визейский возраст пород острова Берха, описал расположение фациальных зон органогенного массива [10]. В 1984 г. в результате специализированных стратиграфических исследований, проведенных сотрудниками ВНИИОкеангеология Е.П. Карноушенко, Ю.М. Симоновым, Н.Н. Соболевым и сотрудником ПИН РАН С.В. Яцковым, был выделен Горбовский рифовый комплекс. Остров Берха, по мнению этих авторов, является его составным элементом и представляет типичный рифовый массив. Его слагают органогенные известняки, а пространство между ними заполняют конгломерато-брекчии и органогенно-обломочные известняки. Латеральное замещение разновозрастных пород, слагающих различные фашии, предопределило холмообразную форму массива. Его

стратификация определяется расположением в основании структуры более древних пород, а на высоких гипсометрических отметках — молодых. Мощность отложений оценивалась в соответствии гипсометрическим отметкам в 200 м. Такое заключение было сделано на основании полевых определений пород и характеристики рельефа острова Берха. Название «Горбовский рифовый комплекс» в легенду Новоземельской серии листов не вошло [9].

В 1985 г. геологом Новоземельской партией ПМГРЭ В.П. Матвеевым в процессе геолого-съёмочных работ было предложено иное строение органогенного массива, произведены сборы фауны, уточнён его возраст и сделано петрографическое описание пород. Позднее был определен ранг массива как геологического тела и стратиграфического подразделения [4]. В 1991 г. Н.Н. Соболев, Д.К. Патрунов и В.П. Матвеев посетили остров Берха для уточнения генезиса отдельных типов отложений. Была предложена новая модель геологического строения острова Берха и прилегающей акватории с расположением фашии, т.е. уточнена позиция палеогеологической структуры в региональном строении [11]. Материалы по тектонической позиции органогенной постройки острова Берха отражены в ряде публикаций в тезисной форме [5, 6, 7], основательно охарактеризованы литолого-геохимические особенности пород [15, 18, 20]. При всём сказанном, представления о строении разреза Горбовского комплекса у геологов значительно отличались. Подтверждением написанному является хотя бы различия в оценке мощности отложений на острове Берха: от 1500 м у А.А. Петренко, до 800 м у В.А. Русанова, от 2000 м у М.М. Кругловского и до 200 м у Е.П. Карноушенко. А.А. Петренко отмечал: «Несмотря на многочисленные посещения острова Берха различными исследователями, и до сих пор его изученность приходится считать совершенно недостаточной в отношении как тектоники, так и стратиграфии. Это в значительной мере объясняется сложной тектоникой острова, ...неудовлетворительной обнаженностью, затрудняющей составление последовательных разрезов» [10, с. 53].

На сегодняшний день изучение фашии и элементов структуры карбонатной толщи на острове Берха позволяют уточнить её строение и представить историю образования его геологической структуры. В истории развития органогенной постройки отчетливо прослеживаются следующие стадии: 1) рост карбонатной илово-водорослевой

банки в раннем визе; 2) образование рифового ядра в позднем визе; 3) формирование рифового плато и крутого рифового склона — контрфорса в визе-серпухове; 4) образование пачки, оконтуривающей риф в позднем серпухове; 5) завершение развития органогенной постройки с образованием «башенковых рифов» — пиннаклей в среднем карбоне.

В раннем визе органогенная постройка на острове Берха, по-видимому, представляла собой карбонатную илово-водорослевую банку, на поверхности которой развивались пленочные водорослево-цианобактериальные маты. Известняки с «нитевидной» текстурой отражают следы замещения водорослей карбонатом кальция, или являются продуктом жизнедеятельности цианобактериальных сообществ [14]. На субэвральную обстановку развития постройки в это время указывают специфические структуры «камер и столбов», найденные в центральной части острова. Можно полагать, что на данной стадии развития органогенная структура представляла собой биокруст, в строении которого принимали участие организмы-цементаторы. Биокруст обладает жесткостью и плотностью и образует в рельефе очень крутые склоны с углами в 40–50°. У подножья биокруста отсутствуют обломочные шлейфы.

Зарождение *рифового ядра* относится к началу поздне-визейского времени. Среди массивных, темно-серых мадстоунов встречаются серые грейнстоуны с криноидно-водорослевым детритом. Наличие разнообразных эволюционных типов брахиопод [8] указывает на разнообразие грунтов на поверхности дна. Площадь ядра рифа, по-видимому, была еще незначительна, т.к. сближены фации мелководья с брахиоподами и неритовые фации с глубоководными организмами — гониатитами. Однако уже в это время рифовое ядро начало активно разрушаться. Среди биокластов много остатков криноидей, отмечаются зоариимшанок.

Активное образование в визе-серпухове *рифового плато* и крутого рифового склона — *контрфорса* сопряжено с появлением коралловых биогермов и биостромов размером в первые метры. Их вмещают светло-серые микрогустковые известняки пакстоуны с фораминиферами. В каналах, прорезавших стенки массива и заполненных гравититами, многочисленны гониатиты. Органогенная постройка продолжила расти как с юго-восточной, так и с северо-восточной стороны, но незначительно увеличилась по площади.

В позднесерпуховское время отложения, *оконтуривавшие риф*, формировались преимущественно по периферии органогенной постройки, причем наиболее энергично с «мористой» стороны, т.е. на юго-востоке острова. Породы отличаются наличием слоистости, более явно выраженной в верхней части разреза. В нижней части сохраняются водорослевые биостромы и биогермы, сложенные преимущественно криноидеями и мшанками, присутствуют колониальные кораллы. Неглубокие выводные каналы гравититов заполнены обломками брахиопод. Известняки в зонах хорошей освещенности и активной гидродинамики слагают водоросли, в малоподвижных областях отмечаются цианобактериальные известняки с водорослями.

Дальнейшее развитие органогенной постройки можно проследить по отдельным обнажениям в виде «*башенковых рифов*» — *пиннаклей*, расположенных на побережье острова. Так, в районе мыса Крушения, на крайнем севе-

ро-востоке острова, в них присутствуют раннебашкирские фораминиферы, брахиоподы и гониатиты. По-видимому, формирование органогенной постройки закончилось в башкирском веке, в вознесенское (раннесюранское) время, с которого уже начали доминировать глинистые осадки и остались лишь карбонатные пиннакли на отдельных участках.

Важно отметить, что в процессе развития органогенной постройки увеличивалась ее площадь. В «мористом», преимущественно юго-восточном, направлении прослеживается «омоложение» всех групп фауны. Комплексы кораллов, брахиопод, микрофауны и аммоноидей серпуховского века установлены в известняках вдоль всего юго-восточного побережья острова.

Тип органогенной постройки на острове Берха определен авторами как рифоид (по Н.М. Задорожной) [1]. Обоснованием служит слабое развитие фации предрифового склона — грубообломочных известняков. Брекчии, вскрывающиеся в береговых обрывах на юго-востоке острова Берха, В.П. Матвеев считает тектоническими [4], в отличие от Е.П. Карноушенко и Ю.М. Симонова, которые определяли их как сингенетические.

Геологическое строение органогенной постройки острова Берха близко к таковому современных рифов. Расположение фаций на острове Берха сходно с морфологическими зонами современного *краевого рифа*, типа Большого Австралийского барьера, показанными на модели, предложенной Равикович А.И. [12, с. 9]. О краевом расположении органогенного массива острова Берха в палеорельефе Северно-Новоземельской структурно-формационной зоны (СФЗ) свидетельствует линейное расположение фаций, параллельно границе с глубоководным морским бассейном. Рифовый массив обрамлял глубоководный бассейн с северо-запада и, вероятно, отделял от моря обширный полуизолированный зарифовый водоем. Несмотря на относительную изоляцию от глубоководного моря, его соленость не была нарушенной и поэтому в нем накапливались карбонатные отложения. Развитие рифовой постройки продолжалось на протяжении приблизительно 30 млн. лет. Зарождение рифа началось в позднем визе с образования иловой банки, а затухание произошло в позднем башкире. К этому времени относятся лишь отдельно стоящие башенковые рифы — пиннакли. Мощности органогенного массива на острове Берха оцениваются авторами приблизительно в 700 м. Горбовский рифовый комплекс прослеживается на первые десятки километров в восток-северо-восточном направлении, а далее скрывается под покровным ледником. Обнаружить органогенную постройку можно в процессе геологической съёмки, выполняя структурно-геоморфологические наблюдения, но только с помощью специализированных геологических исследований можно дать её точную классификацию.

Литература

1. Геологическая съёмка в районах развития отложений с органогенными постройками / Н.М. Задорожная, В.В. Лавров (научн. ред.). Л., Недра, 1982. 328 с. (Методическое пособие по геологической съёмке масштаба 1:50 000. Вып. 2. ВСЕГЕИ).
2. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 236 с.
3. Кругловский М.М. Некоторые данные по геологии Северного Острова Новой Земли, собранные во время

экспедиции 1910 г. на судне «Дмитрий Солунский». С.-Петербург: типография Императорской Академии наук, 1913. 53 с.

4. Матвеев В. П. Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений Острова Северный архипелага Новая Земля: Автореф. дис. канд. г.-м. наук. СПб.: СПб ГИ (ТУ), 1998. 19 с.

5. Матвеев В.П. Структурно-тектонический фактор в палеогеографии карбона на архипелаге Новая Земля // Верхний палеозой России: Стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции, 25-27 сентября 2007 г. Казань: КГУ, 2007. С. 205- 208.

6. Матвеев В.П. Структурная позиция карбонатных построек в палеозое на архипелаге Новая Земля // Рифы и карбонатные псефитолиты: Мат-лы Всероссийского литологического совещания (Сыктывкар, Республика Коми, 5- 7 июля 2010 г.) Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 112- 113.

7. Матвеев В.П., Степанова Т.И. Карбонатные каркасные постройки в каменноугольных отложениях на Острове Северный архипелага Новая Земля // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Том II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 57- 60

8. Матвеев В.П., Тарасенко А.Б. Палеоэкология брахиопод каменноугольного рифового комплекса острова Берха (Новая Земля) // Эволюция жизни на Земле: Мат-лы V Международного симпозиума. Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2018. С. 94- 97.

9. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и металлогения. СПб., 2004. 174 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 205).

10. Петренко А.А. Геологическое строение западной окраины Новой Земли между Русской Гаванью и Губой Архангельской. М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 146 с. (Тр. Горного-Геологического Управления. Вып. 18).

11. Путеводитель экспедиции на Баренцевоморское побережье архипелага Новая Земля. СПб.: ВСЕГЕИ. 2014. 84 с.

12. Равикович А.И. Морфология современных рифов и экология их строителей и других обитателей // Ископаемые

рифы и методика их изучения: Мат-лы третьей палеоэколого-литологической сессии. Свердловск: ИГГ УРО АН СССР, 1968. С. 5- 17.

13. Семихатова С.В. Каменноугольные брахиоподы с о. Берха (Новая Земля). М., 1935. С. 79- 108. (Тр. ВНИИ морского рыбного хозяйства и океанографии. Т. 1).

14. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник / И.Т. Журавлёва, В.Н. Космынин и др. М.: Недра, 1990. 184 с.

15. Тарасенко А.Б., Матвеев В.П., Сляднева Д.А., Кириллова Д.В. Литолого-геохимическая характеристика рифового массива острова Берха (архипелаг Новая Земля) // Записки Горного института. Т. 212. СПб, 2015. С. 62- 71.

16. Holtedahl O. On the Rock Formations of Novaya Zemlya with Notes on the Paleozoic Stratigraphy of other Arctic Lands. Report of the Scientific Results of the Norwegian Expedition to Novaya Zemlya. 1921 Oslo (Kristiania), 1928, 301 p.

17. Markham A.H. A polar reconnaissance being the voyage on the „Isbjorn« to Novaya Zemlya in 1879. London, 1881. 361 p.

18. Matveev V.P., Tarasenko A.B. The study of the Berkha Island reef massif (Novaya Zemlya), based on lithological and geochemical data // Geochemistry. 2020. V. 80, I. 3. 125500. DOI: 10.1016/j.geoch.2019.02.003

19. Russanoff V Sur la fauna a goniatites du Carboniferous inferieur et du Devonien superieur trouven en Nouvelle Zemble // Comptes redus de L Acad. d. sciences. Vol. 152. Paris, 1911. P. 1427- 1429.

20. Tarasenko A.B., Matveev V.P. Carboniferous reef's massif of the Berkha Island as a model of the potential collector of hydrocarbon resources on the Novaya Zemlya Archipelago // Innovation-Based Development of the Mineral Resources Sector: Challenges and Prospects. Proceedings of the 11th Russian-German Raw Materials Conference. Germany, 2019. P. 137- 150.

21. Toulou F. Eine Kohlenkalk Fauna von der Barentz Inseln (Nowaja Semlja) // Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Bd. LXXI, Heft I, II, 1875, mit 6 Tafeln. P. 527- 608.



СОВРЕМЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФАБРИКИ И КЛИМАТ: СОПОСТАВЛЕНИЕ АРЕАЛОВ

О.Ю. Мельничук

MODERN CARBONATE FACTORIES AND CLIMATE ZONES: AREA COMPARISON

O.Yu. Melnichuk

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

This work is dedicated to comparing of the modern carbonate factories areas with climatic zones and belts identified using genetic and empirical climate classifications. Due to actualism principle it is concluded that ancient shallow-water marine T-factories that existed on the continental shelf or within island arcs and oceanic rises can be considered as indirect indicators of warm and hot climate in the land area, and C-factories – colder climates, up to subpolar and polar.

Восстановление климатов геологического прошлого представляет особый интерес в рамках комплексного изучения осадочных разрезов и является задачей, для решения которой могут быть привлечены лито- и изотопно-геохимические, литологические и палеонтологические индикаторы. К числу последних можно отнести и ископаемые морские экологические системы осадения карбона-

тов, обеспечивающие существование тех или иных типов карбонатных фабрик. Исходя из того, что у палеобиоценозов могут существовать современные аналоги [1], рассмотрим ныне существующее глобальное распределение морских карбонатных фабрик (МКФ) для оценки потенциала ископаемых морских экосистем в качестве палеотемпературных индикаторов.

Согласно наиболее актуальной классификации МКФ их следует подразделять на 5 типов [8]: тропические (Т), холодноводные коралловые (СWC), прохладноводные (С), микробиальные (М) и планктонные (Р). При этом у типа СWC нет ископаемых аналогов и только типы Т и С демонстрируют более-менее устойчивую взаимосвязь между современной областью распространения, её широтным положением и температурой вод бассейна. Следует подчеркнуть, что согласно [6, 7] среди МКФ типа С можно выделить два подтипа. Первый — «классический» гетерозойный, зависящий не только от температуры вод, но ещё и от наличия в акватории такого явления как апвеллинг. Второй, в составе которого значительную роль играют красные водоросли, бентосные фораминиферы и морские травы, в большей степени зависит от количества получаемого света и температуры вод, распространен в Средиземноморье и западной части Большого Австралийского залива. Переход от преобладания в мелководных обстановках Т-фабрики к С-фабрикам наблюдается примерно на границе между низкими и средними широтами (23–30°), как в Северном, так и в Южном полушариях. Указанная смена фабрик также, как правило, отвечает изотерме минимальной температуры воздуха самого холодного месяца равной 18°C [6, 7].

При сопоставлении ареалов Т- и С-фабрик, отображенных в [6, 7], с климатическими зонами в соответствии с наиболее современной модификацией классификации В.П. Алисова [9] можно заметить, что прохладноводные МКФ развиты в основном в областях субтропического и умеренного, реже квазитропического (с преобладанием субтропических воздушных масс зимой и тропических летом), а также субполярного климата. Для ареалов Т-фабрик, как правило, характерен тропический и квазитропический, реже субтропический климат, они не развиты в более холодных водах. Следует подчеркнуть, что рассматриваемая климатическая классификация является генетической и мы лишены возможности использовать её для геологических реконструкций, так как типизация областей климата в ней связана с наблюдением за причинами климатообразования, в частности за преобладающими над определенной территорией в летнее и зимнее время воздушными массами с характеристиками, которые измеряются соответствующими приборами.

В этой связи мы вынуждены обратиться к эмпирическим классификациям климата, чаще всего основанным на геоботанических либо каких-то других наблюдаемых признаках. Одной из них является таковая Л. Жан с соавторами [10]. Она, в свою очередь, является модификацией весьма популярной классификации Кёппена-Гайгера, и в качестве критериев использует среднегодовую температуру в приземном слое воздуха (СГТ), температуру самого теплого в году месяца, степень увлажнения воздуха и среднегодовое количество осадков. Она применима как для современных, так и древних климатов. Увы, её нельзя использовать для выделения типов климата, господствующего над морями и океанами [10]. Однако интересным представляется наблюдение за тем, с какими современными климатическими зонами на континентах, островах и островных дугах соседствуют ареалы развития МКФ.

Так, ареалы Т-фабрик примыкают к областям развития климата, как правило, отличающегося $СГТ \geq 18^\circ\text{C}$ — это климат тропических лесов и саванн, жарких

пустынь и степей, реже гумидный субтропический. Ареалы С-фабрик соседствуют с более разнообразными зонами климата, чаще всего с областями умеренного ($9 \leq СГТ < 23^\circ\text{C}$) и континентального ($-10 \leq СГТ < 9^\circ\text{C}$) пояса, реже холодных ($СГТ < 18^\circ\text{C}$) саванн и степей. В дополнение, прохладноводные МКФ, существующие в северной части Средиземного моря, а также на западном побережье Северной Америки, располагаются по соседству с регионами проявления не только субтропического гумидного климата, но климата жарких саванн, а существующие в южной части Средиземного моря и в акватории вблизи северо-восточного побережья Африки — с областью жарких пустынь. Ныне функционируют и холодноводные фабрики вблизи Антарктиды (полярный тип климата), однако глубины, на которых они функционируют, нельзя называть мелководными.

Таким образом, принимая во внимание описанные выше взаимоотношения современных ареалов МКФ и зон различных типов климата, при рассмотрении древних фанерозойских карбонатных платформ, располагавшихся на шельфе либо, например, в пределах островных дуг и океанических поднятий, в первом приближении можно с осторожностью предполагать следующее. При преобладании в разрезе среди мелководных фаций карбонатной платформы образований Т-фабрики, можно реконструировать не только относительно высокие температуры вод бассейна, но и теплый или жаркий климат в области суши. При широком развитии С-фабрик — более холодные температуры вод бассейна и типы климата на территориях суши по соседству. При этом, среди С-фабрик можно попытаться отличить холодноводные МКФ, существовавшие при температурах вод менее 5°C , по более однообразному составу осаждающих карбонат бентосных организмов, как это сделано в работах [3, 4, 8 и ссылки в ней].

При смене одного типа фабрик другими в разрезе можно предполагать не только похолодание/потепление связанное с глобальными изменениями климата (изменение температур вод близ поверхности) либо изменением уровня моря (термостратификация водоема), но и не стоит забывать, что смена может быть отражением крупных событий, например, массового вымирания морских организмов (см., например, [5]), в том числе сопряженного с изменением химии вод Мирового океана.

В заключении подчеркнем, что, на наш взгляд, наиболее полную информацию о климатах геологического прошлого можно извлечь при изучении мелководно-морских осадочных последовательностей смешанного типа, в которых можно наблюдать сонахождение пластов/слоев глинистых пород и пластов/слоев с «продуктами производства» карбонатных фабрик. В данном случае известняки позволяют реконструировать температурный режим вод приемного бассейна и выдвинуть предположения о соседствующих с ними прибрежно-морских и континентальных обстановках, а минеральный и химический состав глинистых пород — приземного слоя воздуха для палеоводосборных площадей (например, по методике, предложенной нами в [2]). Интерпретация условий «работы» карбонатных фабрик с позиции температур поможет верифицировать реконструкции, произведенные при изучении глинистых пород, или дополнить их. Например, предоставить исследователю пищу для размышлений о том, не находились ли водосборные площади в другом климатическом

поясе, чем приемный бассейн с действующей карбонатной фабрикой.

Автор выражает искреннюю признательность научному сотруднику лаборатории литологии ИГГ УрО РАН С.А. Дубу за критические комментарии в адрес первоначального варианта рукописи.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6).

Литература

1. Гольберг А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.
2. Мельничук О.Ю., Маслов А.В., Бадида Л.В. Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения // Литосфера. 2025. Т. 25, № 4. (В печати).
3. Пономаренко Е.С. Холодноводные(?) карбонаты среднего ордовика бассейна р. Илыч (Северный Урал) // Гетерогенность в осадочных системах. Материалы 14 Уральского литологического совещания (научной конференции). Екатеринбург, 2024. С. 149–151.
4. Flugel E. Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. Heidelberg-Dordrecht-London-New York: Springer, 2010. 984 p.

5. Huang Z., Yi X., Huang Y., Tian L., Wu K. and Li M. Response of carbonate factories to late Paleozoic climate change: a case study from the Yanduhe section, Hubei Province, South China // Front. Mar. Sci. 2025. Sec. Marine Biogeochemistry. V. 12. DOI: 10.3389/fmars.2025.1513219
6. Laugie M., Michel J., Pohl A., Poli E., Borgomano J. Global distribution of modern shallow-water marine carbonate factories: a spatial model based on environmental parameters // Sci. Rep. 2019. V. 9, No. 1, P. 16432.
7. Michel J., Laugie M., Pohl A., Lanteaume C., Masse J.-P., Donnadieu Y., Borgomano J. Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution // Int. J. Earth Sci. 2019. V. 108, No. 6. P. 1773–1792.
8. Reijmer J.J.G. Marine carbonate factories: Review and update // Sedimentology. 2021. V. 68, Marine carbonate factories, No. 5. P. 1729–1796.
9. Shimabukuro R., Tomita T., Fukui Ki. Update of global maps of Alisov's climate classification // Prog. Earth Planet Sci. 2023. V.10, No. 19. DOI: 10.21203/rs.3.rs-2381812/v1
10. Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. A new paleoclimate classification for deep time // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 443. P. 98–106.



КОРАЛЛОВЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ ИСЕТСКОЙ СВИТЫ (Р. ИСЕТЬ, ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)

Н.К. Николенко

CORAL ORGANOGENIC BUILD-UP IN THE STRATOTYPIC AREA OF THE ISLETSKAYA FORMATION (ISET RIVER, EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS)

N.K. Nikolenko

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

In the Late Visean and Serpukhovian time a vast territory of the modern eastern slope of the Middle Urals was occupied by a marine shallow-water basin. Carbonate deposits of this time known as the Iset Formation. Coral fossils are unevenly distributed throughout its territory. The sedimentary sequence exposed on the right bank of the Iset River near the village of Martyush (Kamensky district) was examined. Coral fossils occurs both in individual fragments (bioclasts) and in the form of individual bioherms. The last are not abundant, but typical for this section. In some cases bioherms combined in biostromes.

На восточном склоне Среднего Урала в пределах Алапаевско-Теченской зоны в известняках исетской свиты поздневизейско-серпуховского возраста [4, 5] распространены рифогенные образования, представленные остатками колониальных кораллов. Кораллы упоминаются в работах, опубликованных в период с 1944 по 1992 годы за авторством Т.В. Прониной, П.Н. Лебедева, В.Н. Телегина, М.Т. Соболева, В.Г. Устюжанинова, М.В. Постоялко, Н.А. Черепановой, О.А. Щербакова, В.И. Дурникина, Г.Н. Кузовкова, В.А. Пуртова, С.М. Бурнатного и других исследователей. Анализ литературных данных показал, что остатки кораллов в пределах исетской свиты распространены неравномерно (рис. 1).

В перечисленных отчётах практически отсутствует информация о том, в каком виде кораллы встречаются в разрезах – в составе органогенных построек или только в обломках. Нет сведений о том, какими особенностями могли обладать коралловые постройки. Наши исследования в стратотипической местности исетской свиты позволили пролить свет на данный вопрос.

Нами была изучена осадочная последовательность, обнажающаяся на правом берегу р. Исеть возле пос. Мартюш Каменского района, мощностью 117 метров, с определением форм присутствия остатков фауны кораллов. В данном интервале значимых тектонических нарушений не зафиксировано, породы залегают моноκлиально. Ранее был установлен поздневизейский возраст этих от-

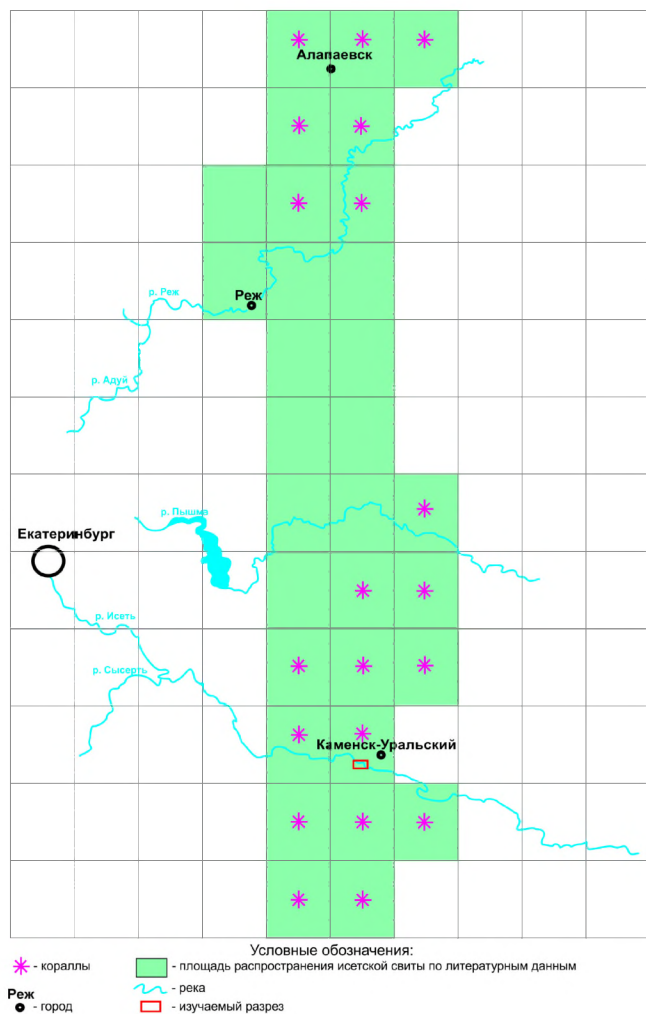


Рис. 1. Распространение остатков кораллов в верхневизейско-серпуховских известняках восточного склона Среднего Урала по данным исследований предшественников (см. текст)

ложений [2, 4, 6]. Разрез представлен известняками органо-обломочными серыми и тёмно-серыми, до коричнево-серых, микро- и яснозернистыми, иногда доломитизированными.

Крупные органические остатки распределены по разрезу неравномерно и представлены колониями табулят, которые встречаются по разрезу как в виде отдельных фрагментов, так и в виде биостромов, сложенных из отдельных биогермов табулят (размер одного из наиболее крупных тел до 1×3.6 м); одиночными ругозами (размером до 5×6 см), приуроченными к отдельным слоям; многочисленными раковинами брахиопод до ~10 см (рассеянными или в банковых скоплениях), члениками криноидей (или фрагментами стеблей длиной до 5 см). Остальные остатки диагностируются только в шлифах и представлены обломками известковых зелёных и красных водорослей, раковинами фораминифер, остракод, различными «кальцисферами», реже известковыми цианобактериями. В общем объёме изученной последовательности известняки с обломками колониальных кораллов играют заметную роль (особенно в нижней части разреза), в то же время отдельные биогермы распространены не очень широко, тогда как собственно биостромы, по-видимому, единичны.

Органо-генные постройки и их фрагменты представлены коралловыми баундстоунами, кораллиты диаметром

до 15 мм, занимают 23–62% от площади шлифа, пространство между ними заполнено биокластовым вакстоуном, биокластовым пакстоуном, биокластовым водорослевым пакстоуном (рис. 2).

Самая крупная колония (56.405406 с.ш., 61.874151 в.д.) представляет собой массивную органо-генную постройку небольшой высоты (до 1 м), которая, по-видимому, несколько выделялась в рельефе над одновозрастными зернистыми отложениями (см. рис. 2). Вероятно, колония занимает прижизненное положение. Об этом может свидетельствовать ориентировка кораллитов в теле колонии (ветвление снизу-вверх). По простиранию на этом же уровне обнаруживается ещё одна пластообразная массивная постройка мощностью до 1–1.2 м.

Данные тела можно рассматривать как отдельные биогермы, составляющие в совокупности единый коралловый биостром. Колония табулят представлена родом *Syringopora*. Подобный небольшой коралловый биогерм был описан Р.М. Ивановой – биогерм находится на правом берегу р. Урал на восточном склоне Южного Урала в отложениях верхнего визе [3]. В этом же горизонте в разрезе «Брод-Ключики» (выше по течению р. Исет) также отмечаются коралловые биостромы разного таксономического состава [3, 5]. По-видимому, биостромы характеризовались широким распространением по площади в бассейне седиментации.

Таким образом, изученные коралловые постройки имеют достаточно небольшую мощность, обладают скудным разнообразием таксономического и экологического состава каркасообразующих организмов, не включают в себя инкрустированные полости (служащие индикатором синседиментационной цементации в обстановках внешней окраины шельфа) и не несут признаков многостадийного развития/смены рифообразующей биоты. Соответственно, на основании критериев, разработанных А.И. Антошкиной [1], они не подходят под определение рифа.

Считается, что полноценные рифовые экосистемы после позднедевонского биотического кризиса длительное время отсутствовали, а восстановление метазойных органо-генных построек в виде отдельных биогермов и биостромов произошло только во второй половине визейского века [7]. Таким образом, в разрезе «Мартюш», вероятно, фиксируются ранние этапы обозначенного процесса.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

- Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 304 с.
- Горский И. И. Детальная геологическая съёмка окрестностей Каменского завода. М.-Л.: Геологическое изд-во Главного геолог.-разведочного управления, 1931. 90 с.
- Иванова Р.М. Органо-генные постройки раннего и среднего карбона Урала // Ежегодник-1991. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 16–19.
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Кузовков Г.Н., Смирнов В.Н., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н., Герасименко Б.Н., Глазырина Н.С., Сидорова М.Н., Ведерников В.В. Государственная геологическая карта Российской

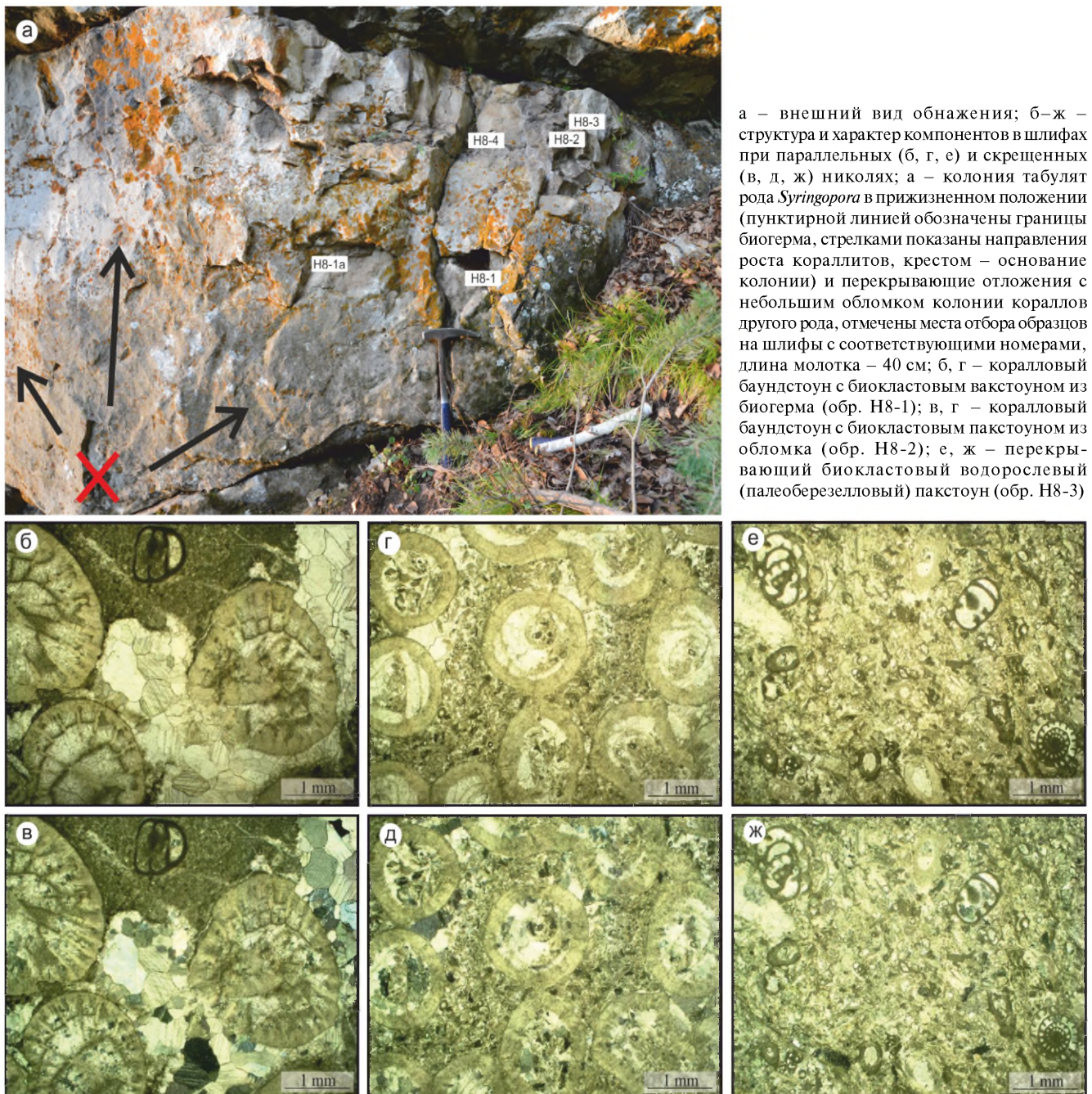


Рис. 2. Коралловый биогерм в верхневизейских известняках исетской свиты

Федерации. Масштаб 1:200 000 (Издание второе. Серия Среднеуральская). Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка / Ред. М. С. Рапопорт, В. В. Стефановский, К. П. Савельева. Верхняя Пышма, 2000. 274 с.

5. Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Черепанова Н.А., Степанова Т.И. Верхневизейские отложения на р. Исеть (Разрез Брод-Ключики) // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана.

Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 117–148.

6. Пронин А.А. Карбон восточного склона Среднего Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 231 с.

7. Yao L., Aretz M., Wignall P., Chen J., Vachard D., Qi Y., Shen S., Xiangdong W. The longest delay: Re-emergence of coral reef ecosystems after the Late Devonian extinctions // Earth-Science Reviews. 2020. V. 203 (1). 103060. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.103060



РОЛЬ БРАХИОПОД В ФОРМИРОВАНИИ ИСКОПАЕМЫХ И СОВРЕМЕННЫХ РИФОВ И ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

А.В. Пахневич

THE ROLE OF BRACHIOPODS IN THE FORMATION OF FOSSIL AND MODERN REEFS AND ORGANOGENIC BUILDUPS

A.V. Pakhnevich

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

Brachiopods in recent and ancient seas played a secondary role in reef and organogenic structures. They were more often suppliers of detritus and collectors of suspended matter. At the end of the Paleozoic, there was a short period when these animals became frame-builders. Due to the attachment of the pedicle to the carbonate substrate, they could influence the formation of detritus. In structures of bacterial origin, brachiopods played the role of a frame or source of organic matter, which influenced the formation of bacterial bioherms and hardgrounds.

Брахиоподы были частыми компонентами рифовых экосистем кембрия, ордовика, силура, девона, выполняя функции улавливателей взвеси, поставщиков детрита, режее каркасостроителей (по классификации [1], [2]). Входили брахиоподы в качестве формирующих организмов и компонентов скелетных холмов [3]. Начиная с карбона возрастает их роль как строителей рифов. У некоторых брахиопод формируются вытянутые раковины, которые срастаются или поселяясь большими скоплениями, могли образовывать банки, как основу для формирования биогермов. В конце палеозоя появились брахиоподы конвергентно сходные с кораллами. Они принадлежат к отряду *Productida*, надсемейству *Richthofenioidea*. Первые представители появились в позднем карбоне. За счет кораллоподобной формы раковины, прирастая друг к другу, эти брахиоподы выходили на уровень каркасостроителей позднепалеозойских рифогенных построек. Процесс срастания происходил не просто цементацией, а также прорастанием игл в раковины соседних брахиопод. Это, вероятно, приводило к угнетению роста просверленной брахиоподы. Подобная картина наблюдалась для пермских рихтофений из отложений гундаринской свиты кубергандинского яруса верховьев р. Зида-Дара (Дарваз) [4]. Помимо прямых игл на раковинах брахиопод *Gundaria insolita* Angiolini et al., 2016 были выявлены спирально-закрученные, которые вворачивались в карбонатный субстрат и закреплялись в нем. Они были у брахиопод *G. insolita* наряду с простыми иглами. Брахиоподы поселялись также сверху на спинных створках особей того же вида: сначала усложняли им процесс фильтрации воды, а потом и замурывали.

Прикрепление к твердому субстрату, прирастая к нему макушкой, ареей, иглами характерно для ряда других представителей отряда *Productida*, в частности, это было распространено у подотряда *Strophalosioidina* (см. [5]). Иногда эти брахиоподы охватывали твердый предмет на дне иглами и прирастали к нему. Ассоциируясь друг с другом и прирастая к

другим организмам с наружным минеральным скелетом, они не только увеличивали площадь поверхности твердого субстрата на дне, но и могли быть каркасом для формирования биогермов вместе с другими бентосными организмами.

Брахиоподы могли играть роль поставщиков детрита, разрушая карбонатный субстрат за счет сквозного прорастания ризоидов ножки. Таким образом тонкий карбонатный субстрат мог размельчаться. Это наблюдалось на примере современных брахиопод *Macandrevia cranium* (Mueller, 1776) и *Terebratulina retusa* (Linnaeus, 1758). Брахиоподы первого вида поселяясь на раковинах друг друга прорастают их насквозь. Ризоиды ножки *T. retusa* прободают не только раковины *M. cranium*, но и фораминифер (см. рисунок).

Помимо этого, современные и ископаемые брахиоподы являются обитателями рифовых каверн. В связи с этим они значительно уменьшились в размерах. Известны случаи прижизненного замуровывания биогермообразователями ископаемых брахиопод. Это также привело к упрощению брахидия. На современных рифах широко распространены виды микроморфных брахиопод из отряда *Terebratulida*, принадлежащие родам *Argyrotheca* Dall, 1900, *Megathyris* Orbigny, 1947, *Joania* Alvares, Brunton, Long, 2008. Около Бермудских островов на глубине до 22 м бра-

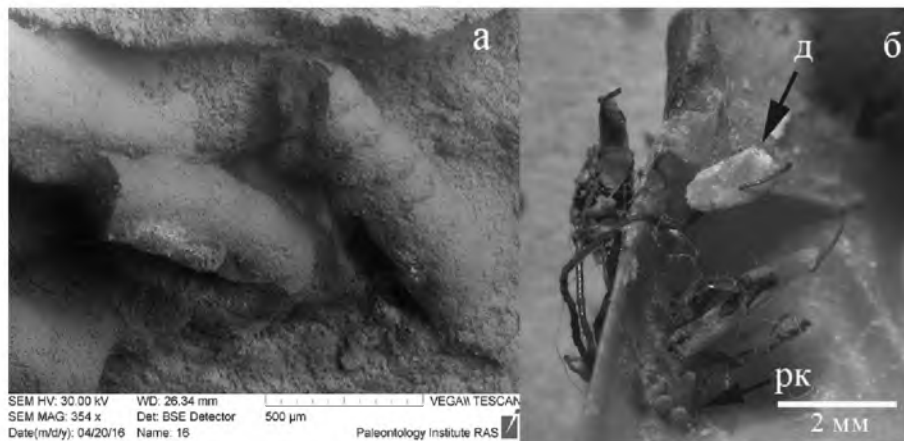


Рисунок. а – спирально-закрученные иглы у *Gundaria insolita* (пермь, Дарваз); б – ризоиды брахиоподы *Terebratulina retusa*, проросшие створку брахиоподы *Macandrevia cranium* (у Фарерских о-вов, глубина. 220 м). Обозначения: рк – ризоиды с карбонатными чехлами, д – детрит, с проросшим насквозь ризоидом

хиоподы вида *Argyrotheca bermudana* Dall, 1911 образуют скопления до 3595 экз./м² [6]. У северных берегов Ямайки на глубине 10–15 м вид *Argyrotheca* sp. является доминирующим в бентосном сообществе и формирует скопления до 100 экз./м² [7]. Такие же массовые скопления образуют брахиоподы из отряда *Thecideida*. Они прирастают к твердому субстрату брюшной створкой, как и вымершие рихтофении, но имеют небольшую раковину и не могут выполнять функцию каркасостроителей. Плотность поселения тецидеид часто составляет несколько тысяч экземпляров животных на м², например, у *Lacazella* sp. и *Thecidellina congregata* Cooper, 1954 у берегов Палау в верхней сублиторале она равняется 10000 экз./м². У северного побережья Ямайки глубине 10–15 м виды *Lacazella mediterranea* (Risso, 1826) и *Thecidellina barretti* (Davidson, 1864) образуют скопления около 300 и 1000 экз./м². Последний вид также в акватории Ямайки достигает плотности 5000, а у Антильских островов — 10600 экз./м² [7]. Тецидеиды заполняют каверны в рифах, как и теребратулиды. Таким образом, они выполняют функцию улавливателей взвеси и поставщиков детрита.

Эту экологическую нишу занимали и некоторые ископаемые микроморфные брахиоподы. Например, в поселении силурийских кораллов-ругоз на территории современного о. Готланд (Швеция) в большом количестве поселялись брахиоподы *Microsphaeridiorhynchus* sp., являясь доминирующим видом в брахиоподовом сообществе. Если длина раковин *Microsphaeridiorhynchus* sp. достигала 10 мм, то у найденных в нижнекарбоневых отложениях на склоне гряды Чернышева, на левом берегу р. Вангыр, в южной части поднятия Чернышева представителей надсемейства *Lambdarinoidea* [8] этот параметр не превышал 2.5 мм. Это также обитатели каверн и пустот.

В связи с этим было предложено выделить подобных микроморфных брахиопод (за исключением представителей отряда *Thecideida*) в отдельный экологический подтип якорного типа — якорные каверновые брахиоподы [9].

Еще один аспект участия брахиопод в строительстве рифов, биогермов и т.д. — обитание в районах с развитием бактериальных сообществ. Миллионы лет назад брахиоподы являлись одним из компонентов гидротермальных высачиваний и метановых сипов. Палеозойские сообщества «черных курильщиков» ассоциированы с месторождениями сульфидных минералов [10]. На месте метановых сипов формируются карбонатные постройки, сформировавшиеся при окислении метана с участием бактериальных сообществ. Участие в качестве каркасообразователя подобных построек в палеозое и мезозое могли выполнять и брахиоподы, причем некоторые из них могли быть облигатными обитателями восстановительных сообществ, например, представители семейства *Peregrinellidae* (отряд *Rhynchonellida*). Специализированных брахиопод обитателей гидротермальных сообществ и метановых сипов в современных морях нет. Однако на склоне Чукотского полуострова отмечены неспециализированные виды современных брахиопод, раковины которых становятся частью каркаса для формирования карбонатных отложений надне, в формировании которых участвуют бактерии.

Помимо восстановительных сообществ брахиоподы играли роль каркасообразователей в формировании хардграунда. Он является продуктом жизнедеятельности микробных сообществ [11] и основой для возникновения био-

гермов. Развитие бактериальных сообществ в фотической зоне на мелководье может быть связано с избытком органического вещества. Этот пример был описан при анализе строматолитового биогерма, выросшего на костях китообразного [12]. Брахиоподовые сообщества могли стать источником как избыточного органического вещества для роста бактериального мата, так и ионов кальция для его минерализации и дальнейшего формирования хардграунда. Это можно рассмотреть на примере участков хардграунда, собранных в окрестностях г. Псков из верхнедевонских отложений франского яруса. Под слоем хардграунда находится раковинный детрит, состоящий из фрагментов раковин брахиопод *Orophomesorhynchus* sp., *Cyrtospirifer schelonius* Nalivkin, 1941, *Ladogia meyendorffii* (de Verneuil, 1845). А на поверхности твердого дна поселяются, прирастающие створками, брахиоподы *Irboskites fixatus* Bekker, 1924, то есть происходит сукцессия брахиоподовых сообществ.

Итак, ископаемые брахиоподы на рифах, биогермах и бактериальных постройках выполняли роль фундамента для начала роста этих образований, являлись источником раковинного детрита и формировали его, прикрепляясь к другим раковинам. Будучи сестонофагами, они были важным компонентом сообществ в качестве улавливателей взвеси. Реже брахиоподы выполняли функцию каркасостроителей. Они принимали участие в формировании бактериальных построек на метановых сипах и хардграундах. Современные брахиоподы полностью потеряли функцию каркасообразователей и теперь являются источниками детрита и улавливают взвесь. Изредка образуют карбонатные отложения на метановых сипах.

Литература

1. Корольюк И.К., Михайлова М.В. Этапность процесса рифообразования в ритмичность осадконакопления рифовых фаций // Фанерозойские рифы и коралла СССР. М.: Наука, 1986. С. 134–142.
2. Большакова Л.Н., Геккер М.Р., Горюнова Р.В., Журавлев А.Ю., Ивановский А.Б., Космынин В.Н., Кузнецов В.Г., Лучинина В.А., Осипова А.И., Рожнов С.В., Тесаков Ю.И., Хромых В.Г. Рифогенные постройки в палеозое России. М.: Наука, 1997. 157 с.
3. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 303 с.
4. Журавлев В.С., Пахневич А.В. К вопросу о брахиопод – брахиоподовых взаимоотношениях // Палеонтологический журнал. 2018. № 5. С. 28–35.
5. Brunton C.H.C., Lazarev S.S., Grant R.E., Yu-Gan J. Suborder STROPHALOSIIDINA Schuchert, 1913 // Treatise on Invertebrate Paleontology: Part H. Brachiopoda, Revised. V. 2: Linguliformea, Craniiformea, and Rhynchonelliformea (part), Kaesler, R.L., Ed., Boulder CO- Lawrence KS: Geol. Soc. Am.- Univ. Kansas Press, 2000. P. 565–643
6. Logan A. Ecological observations on the recent articulate brachiopod *Argyrotheca bermudana* Dall, from the Bermuda platform // Bulletin of Biological Science. 1975. V. 25. P. 186–204.
7. Jackson J.B.C., Goreau T.F. and Hartman W.D. Recent brachiopod – coralline sponge communities and their paleoecological significance // Science. 1971. V. 173. P. 623–625.
8. Пахневич А.В., Соболев Д.Б. Новые находки брахиопод надсемейства *Lambdarinoidea* (отряд *Rhynchonellida*) из верхнего турне гряды Чернышёва и бассейна р. Кожим

(Республика Коми) // Палеострат. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и московского отделения палеонтологического общества при РАН. Москва, 31 января– 2 февраля 2022 г. М.: ПИН РАН, 2022. С. 52.

9. Пахневич А.В. Динамика развития ринхонеллид (*Brachiopoda*) в девоне и раннем карбоне Закавказья // Палеонтологический журнал. 2020. № 6. С. 26– 36.

10. Little C.T.S., Herrington R.J., Maslennikov V.V., Zaykov V.V. The fossil record of hydrothermal vent communities // Geological Society, London, Special Publications. 1998. V. 148. No 1.

P. 259– 270.

11. Rozhnov S.V. Hardgrounds of the Ordovician Baltic Paleobasin as a distinct type of sedimentation induced by cyanobacterial mats // Paleontological Journal. 2018. V. 52. P. 1098– 1113.

12. Тарасенко К.К., Пахневич А.В. Формирование строматолитовых биогермов на костях ископаемых китообразных // Биогеография и эволюционные процессы : Мат-лы LXVI сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2020. С. 159– 160.



ФОРМИРОВАНИЕ БОКСИТОПОДОБНЫХ ПОРОД В ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЙКАХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ХОРЕЙВЕРСКОЙ ВПАДИНЫ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Е.Л. Петренко, Е.Ю. Малафеева

FORMATION THE BAUXITE-LIKE ROCKS IN THE UPPER DEVONIAN ORGANOGENIC BUILDUPS IN THE KHOREYVER DEPRESSION OF THE TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE

E.L. Petrenko, E.Y. Malafeeva

ООО «Тимано-Печорский Научно-исследовательский Центр», Ухта, Россия

Results of lithological and petrographic studies of bauxite-like rocks in the Upper Devonian bioherm buildups in the Khoreyver depression of the Timan-Pechora petroleum province presented.

Бокситоподобные глинистые породы выявлены в скв. 172-Восточно-Веякская, пробуренной с внутренней стороны биогермного кольца Веякской атолловидной постройки доманиково-елецкого возраста. В этой скважине в предвизейское время размыты как турнейские, средне-верхнефаменские, так и верхняя часть елецких отложений нижнего фамена.

Нижнееелецкие отложения, вскрытые в этой скважине в инт. 2657–2734 м, залегают под визейскими породами. Сложены породами зарифового тылового шельфа (инт. 2672.5–2765 м, д. 18–27). В керне подняты известняки бледно-зеленоватые и кремовато-светло-серые, осветленные, изредка с разводами гидроокислов железа, мелкосферово-сгустково-комковатые (микробиальные) с рассеянными оолитами, прослоями алевроито- и песчаниковидными (оолито-пизолитовые, оолиты в пизолитах, д. 26), неравномерно доломитизированы в порах и трещинах, местами до перехода в доломиты реликтивно-сферово-сгустковые с фенестрами (узорчатые) и сферово-оолито-пизолитовые (шлиф 27/1), с редкими мелкими пятнами ангидрита. Различимы контуры амфипор, кальцисферы, бисферы, обрывки синезеленых водорослей. Породы пористо-кавернозные, закарстованные. За счет выщелачивания вторичных минералов образованы многочисленные поры и каверны, микрокарстовые полости в широких карбонатных трещинах и прожилках. Отмечаются широкие «карманы» (на полдиаметра керна) в парастилолитовых и стилолитовых трещинах, заполненные зеленоватой и бледно-буроватой глиной. Породы нередко брекчированы (д. 26, 29 и др.) в зеленоватоглинистом цементе.

Различные бывшие (в том числе закарстованные) пустоты представлены в керне в виде прослоев толщиной 0.35 м (инт. 2672.3–2677 м, долбление 18), 0.6 м (инт. 2714.5–2721 м, долбление 22), 0.2 м (инт. 2724.5–2728.8 м, долбление 24), пятен, участков, каверн в трещинах, крупных фенестров и на брекчированных участках. Они заполнены серо-буроватыми глинистыми породами с черными бобовинами. Отмечаются также широкие «карманы» в стилолитовых и парастилолитовых трещинах (долбления 18, 22–24, 26–27 и 29), заполненные бокситоподобными глинами с каолинитом (до 20–30% на разных участках) и алюмосиликатными минералами (возможно, беemitовыми), изотропными, в вещественном составе которых по данным силикатного анализа (Е.Ю. Малафеева, ООО «ТПНИЦ») в образце 22/13 содержание Al_2O_3 составляет 34.80%, SiO_2 — 41.40%, Fe_2O_3 — 3.30%.

Визуально бокситоподобные породы глинистые, осветленные, серые со слабым зеленоватым и буроватым оттенками, изотропные, белесые до белых в отраженном свете, легкие, маркированные, мелкогравелистые и конгломератовидные, с обилием черных бобовин концентрического строения (оолиты, пизолиты каолинистового состава), слабо известковистые, с угловатыми мелкими обломками светлых карбонатных пород, скудно микроалевритистые, с комками зеленых глинистых пород каолинистового состава и несортированными мелкими и крупными буровыми обломками (белесыми и почти белыми в отраженном свете) глинистых пород, желваками пирита. Обломки нередко слабо окатаны, распределены пятнами, линзами и гнездами. Некоторые обломки ожелезнены. Размерность обломков в различных формах концентрации неоднородная: отмеча-

ется определенная сортировка от мелкопесчаных фракций до гравелитовых.

На рисунке 1 бокситоподобная неравномерно конгломератовидная и мелкогравелитистая глинистая порода серая со слабым буроватым оттенком (скв. 172-Восточно-Вейская, инт. 2714.5–2725 м, образец 22/13. D₃el).

В разрезе литологически бокситоподобная порода выделяется в виде прослоев толщиной 0.35 м (д. 18, инт. 2672.3–2677 м) и 0.6 м (д. 22, инт. 2714.5–2721 м) в толще известняков мелкосферово-сгустково-комковатых,

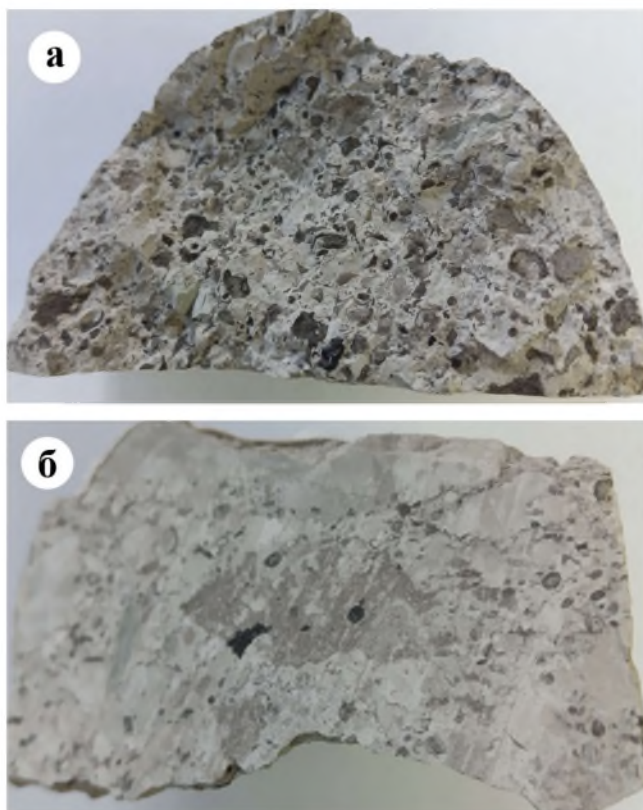


Рис. 1. Бокситоподобная порода в образце керна (образец 22/13). А – вид на сколе, Б – на спиле. Размер бобовин – от 0.4 до 3–4 мм, обломков известняков – от 1–2 мм до 0.5–3 см

доломитизированных, интенсивно трещиноватых и доломитов пористо-кавернозных, известковистых, местами брекчированных, оолито-пизолитовых. По петрографическим шлифам глинистая порода конгломератовидная и местами гравелитистая, слабо карбонатная, светло-буроватая. Состоит из 60–80% обломков темно-бурых и светло-бурых бобовин (в том числе оолитов и пизолитов, размером от 0.4 до 3–4 мм, крупные от 1.6 мм до 2–4 мм) концентрически-зонального строения или их фрагментов, мелких обломков белых тонкозернистых известняков (размером от 1–2 мм до 0.5–3 см), серых и зеленоватых удлиненных и округленных аргиллитов, редких обломков (2–3 см) алевроито-глинистых пород.

На рисунке 2 бокситоподобная порода неравномерно конгломератовидная и гравелитистая, светло-бурая, с обломками зеленоватой глины, карбонатов и бобовин (в т.ч. оолитоподобных), трещиноватая (инт. 2672.3–2721 м, шлифы 18/1, 18/2 и 22/13, увел. 45, без анализатора). Пизолиты в центре иногда содержат зерна каолинита или карбонатные обломки (шлифы 18/2, 18/4 и 23/1). Цемент светло-буроватый и местами бледно-зеленоватый, базальный, глинистый с каолинитом и примесью алюмосиликатных минералов, изотропный, белесый до белого в отраженном свете.

В долблении 24 (инт. 2724–2728.8 м) доломит известковистый, мелкопятнисто сульфатизирован с редкими разводами гидроокислов железа, трещиноватый, участками (0.2–0.4 м) рыхлый, мучнистый. В шлифе 24/10 рыхлый участок сложен комковатой глиной с каолинитом, изотропной, белесой в отраженном свете с пятнами гидроокислов железа.

На рисунке 3 показаны глинистые породы серо-зеленоватые (инт. 2721–2724, шлиф 23/1) в парастилолитовом «кармане» с глинистыми пизолитами (нередко «разорваны») и обломками глинистых и карбонатных пород (шлиф 23/1, второй), оторванных от стенок микрокарстов в доломите осветленном, глинистом. В инт. 2724.5–2728.8 м (шлиф 24/10, увел. 45, без анализатора) глинистая порода (каолинитовая) изотропная, с разводами гидроокислов железа, комковатая. В шлифе 24/17 (с анализатором) стенки каверн вы-

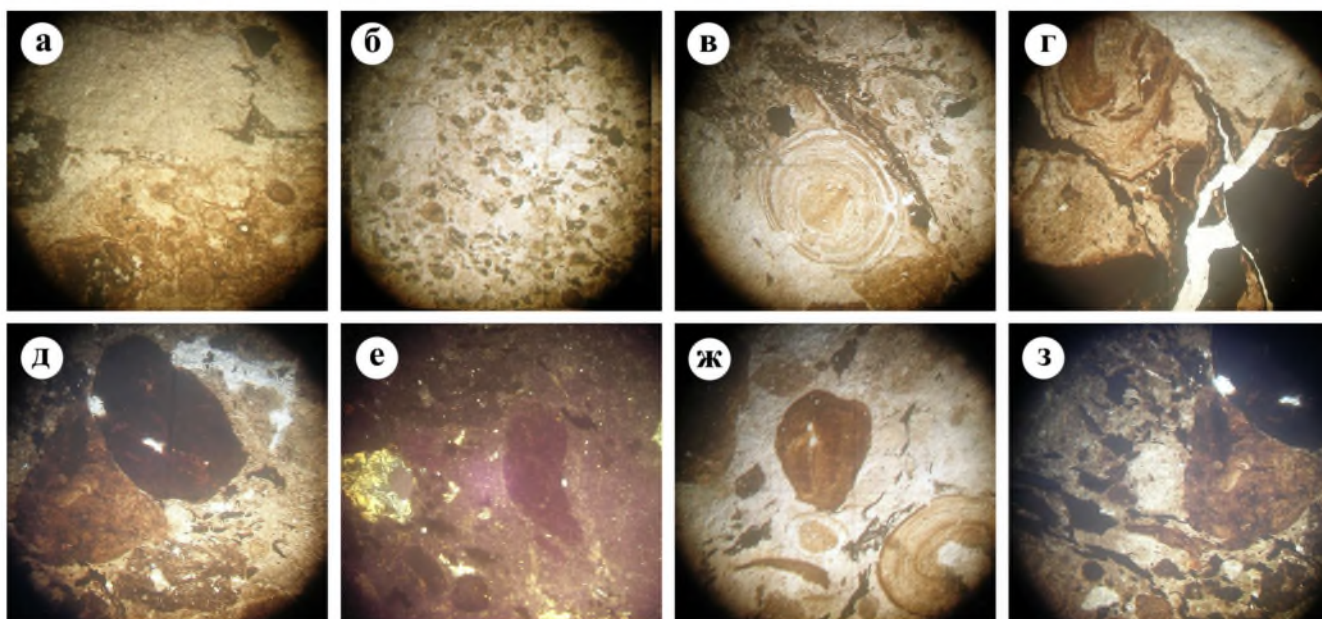


Рис. 2. Бокситоподобная конгломератовидная порода в шлифах верхнедевонских отложений: а–в – обр. 18/1; г– обр. 18/2, д–з – обр. 22/13. Увел. 45, без анализатора

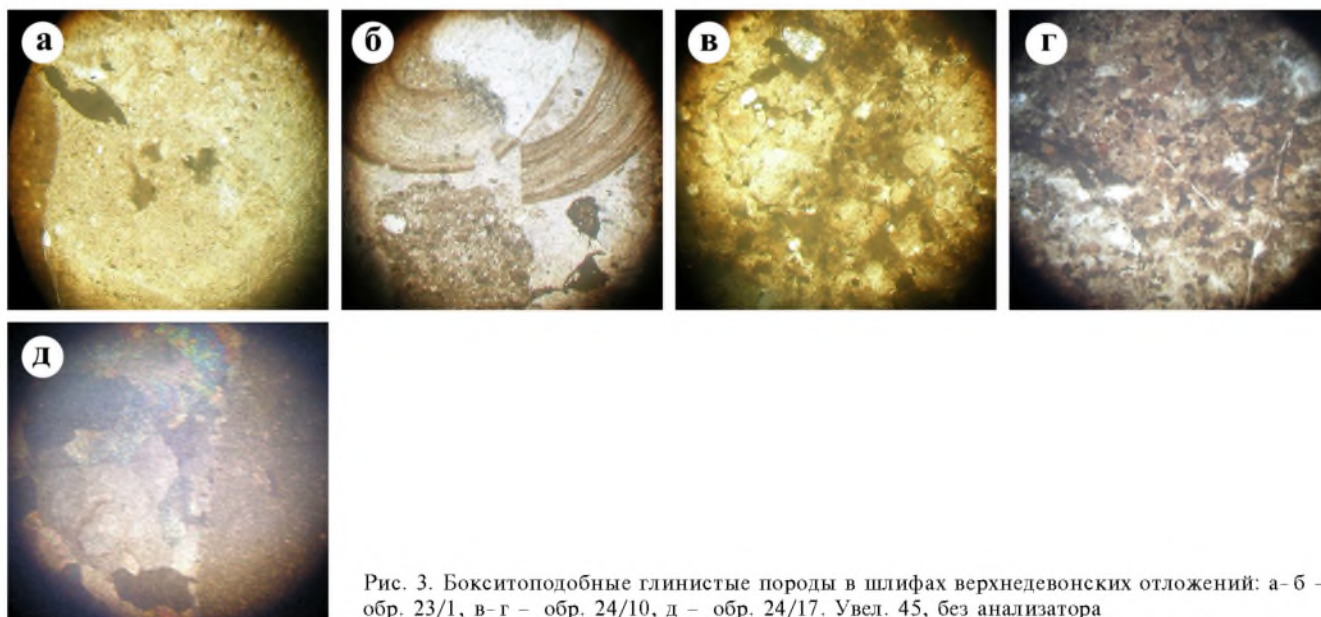


Рис. 3. Бокситоподобные глинистые породы в шлифах верхнедевонских отложений: а-б – обр. 23/1, в-г – обр. 24/10, д – обр. 24/17. Увел. 45, без анализатора

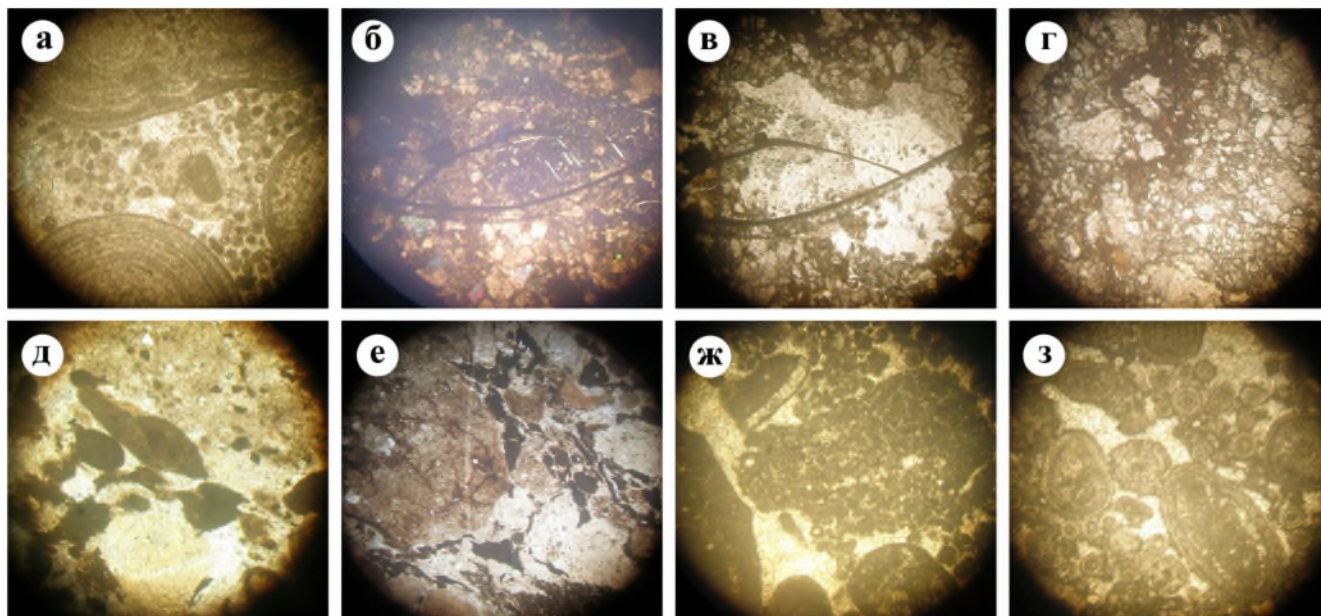


Рис. 4. Бокситоподобные гравелитистые, оолито-пизолитовые и брекчированные породы: а-б – обр. 27/1, в-г – обр. 27/5, д-е – обр. 27/11, ж – обр. 28/3, з – обр. 29/13. Увел. 45, без анализатора

полнены доломитом с обломками бобовин и трещинами с тонкозернистым глинистым доломитом.

В долблении 27 (инт. 2752–2765 м) известняк серый с буроватым оттенком, иногда с небольшими пятнами гидроокислов железа, неравномерно доломитизированный, редко мелкопятнисто сульфатизирован, с редкими бугорчато-столбчатыми стилолитами с черной глиной и широкими (от 2 мм до 5–15 см) парастиллитами с редкими «карманами» (шириной в по диаметра керна), заполненными серо-зеленой и бурой глиной с мелкими (гравийными) и крупными темно-бурными обломками, часто в виде бобовин различной формы и обломками карбонатов. Отмечаются известняковые брекчии (в керне толщиной 0.6 и 0.4 м), состоят из обломков (размером от 2 до 6 см) известняка, сцементированных бледно-зеленовато-серым известковисто-глинистым материалом.

На рисунке 4 показаны известняковые брекчии доломитовые, слабо железистые, трещиноватые (шлифы 27/1, 5). В

местах с базальным железисто-глинистым цементом «плавают» рассеянные корродированные зерна доломита, много брекчированного карбоната. В шлифах 27/11 бокситоподобная конгломератовидная и гравелитистая порода, изотропная, с обилием темно-бурных бобовин и мелкого их гравия. В шлифах 27/1, 28/3 и 29/13 (увел. 45, без анализатора) внутри микрокарстов отмечаются доломитовые оолито-пизолитовые образования, часто осветленные, неравномерно замещающиеся на каолининовые.

В инт. 2765–2776.6 м (д. 29) также есть карсты (высотой 0.1–0.2 м, шириной больше диаметра керна) и частые широкие «карманы» в парастиллитах, заполненные серо-зеленоватой карбонатно-глинистой массой с обилием зеленых глинистых катунов. Они образованы в известняках доломитизированных, серых с бурым оттенком, иногда с пятнами гидроокислов железа, сферово-оолито-сгустковомковатых, с крупными пизолитами, пористо-кавернозных, с выделениями ангидрита, трещиноватых.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФАБРИК

Е.С. Пономаренко

CLASSIFICATION OF CARBONATE FACTORIES

E.S. Ponomarenko

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

A classification scheme for marine carbonate factories based on the location and mode of carbonate production is proposed. The class of benthic skeletal carbonate factories is proposed to be divided into types based on the architecture of the carbonate-secreting skeletons.

Термин «карбонатная фабрика» появилась, потому что карбонатные осадочные системы имеют свои собственные возможности *роста* и *продукции*, и в этом они во многом сходны с промышленными фабриками [13]. Несмотря на несколько претенциозное название, концепция карбонатных фабрик была подхвачена не только зарубежными [9, 11, 12], но и отечественными исследователями [1–3, 7 и др.].

Концепция карбонатных фабрик основана на способе карбонатного осаднения. Согласно [13] карбонатная фабрика складывается из двух элементов: пространство, где продуцировались карбонаты, и процессы, которые приводили к карбонат-продукции. Им были предложены три разных способа формирования карбонатов: (i) абиотический (или квази-абиотический); (ii) биологически-индуцированный; и (iii) биологически-контролируемый. Эти методы карбонат-продукции были собраны в три системы (или фабрики), для которых были предложены названия «тропическая», «прохладноводная» и «иловых холмов» [13]. Более поздними работами [9, 11, 12] были введены новые типы карбонатных фабрик, или пересматривались названия старых. Все это привело к проблеме отсутствия логичной классификационной схемы карбонатных фабрик. Анализ литературы [5] показал, что их классификация строится не только на основании способа продукции карбонатного вещества организмами, но и введением в неё исходных условий окружающей среды. Все это делает классификацию несколько громоздкой и не вполне логичной. Так, например, для прохладноводных фабрик выделяется несколько подтипов в зависимости от «внутренних свойств» скелетообразующей биоты, в то время, как тепловодные фабрики описываются лишь на примере современных тепловодных рифов и, следовательно, на типы не разделяются [9, 12].

Целью данной работы является анализ данных по разнообразным карбонатным системам и попытка предоставить логичную и понятную классификацию карбонатных фабрик.

Прежде чем рассмотреть классификацию карбонатных фабрик, необходимо кратко остановиться на «вводных данных», то есть параметрах окружающей среды, а также самой карбонат-продуцирующей биоте.

Пространство и параметры среды. В некоторых публикациях, рассматривающих биогенное карбонатонакопление, иногда приводится цитата Л.В. Пустовалова [6, С. 375]: что «...организмы, сами зависящие в своем развитии от неорганической жизни земного шара, не могли и не могут самостоятельно играть той будто бы ведущей и определяющей роли, которую нередко приписывают им в данном случае». В некоторой степени это действительно так. Например, организмы, обитающие в морских условиях, ограничены преимущественно пространством между уров-

нем моря и его дном, которое определяется тектоникой и эвстатикой. В сиквенс-стратиграфии это пространство называется аккомодацией. Кроме того, каждый участок этого пространства характеризуется собственными параметрами среды, такими как освещенность, температура, соленость вод, насыщение питательными веществами, тип субстрата и т.д. Это, в свою очередь, определяет какой именно набор организмов будет населять тот или иной биотоп в зависимости от их экологических требований.

Эволюция органического мира также играет важную роль в карбонатной седиментации. Основа наших знаний о тепловодных карбонатных фабриках составляют современные коралловые рифы, которые в геологической летописи появились относительно недавно [10, 11 и др.]. В то же время, по убеждению [14, с. 4], «...Каждая часть геологической колонки, и уж каждый её ярус, имеет свою собственную уникальную биологическую, если не экологическую, систему». Одним из наиболее ярких примеров этого являются каменноугольные и раннепермские морские сообщества, включающие большое количество теплолюбивых организмов (зеленые водоросли, фузулиниды и др.), то есть, типичных для тепловодных карбонатных фабрик. Тем не менее, их карбонат-продукция не приводила к образованию окаймленных карбонатных платформ [8, 14 и др.]. Ещё один показательный пример [4] свидетельствует о смещении фанерозойского осадконакопления от мелководных сред к более глубоководным за счет роста планктотенной карбонат-продукции.

Таким образом, заселение организмами тех или иных биотопов определяется предоставленным пространством и условиями. Причем это заселение и, следовательно, карбонат-продукция будет зависеть от «эволюционного состояния» органического мира в те или иные геологические периоды. Это, своего рода, «экологическо-эволюционное пространство». Его заполнение хорошо описывается концепцией «ассоциации карбонатных зерен». И от того, какие именно организмы будут заселять то или иное пространство, будет зависеть карбонат-продукция и, следовательно, её влияние на осадочные среды.

Карбонат-продуцирующие организмы. Органический мир весьма разнообразен в своих проявлениях. Важным для бентогенных (биологически-контролируемых) карбонатных фабрик является архитектура карбонатных скелетов. В одних случаях, они распадаются после смерти на небольшие фрагменты (иглокожие, некоторые зеленые и красные водоросли) или строят небольшие по размеру раковины (например, мелкие фораминиферы, остракоды). В других случаях организмы формируют крупные скелеты. Все это имеет важные седиментологические последствия, свя-

занные с базисом эрозии и установлением профиля равновесия в осадочном бассейне [10]. Так, мелкие и автофрагментированные биогенные остатки могут легко сметаться с более мелководных областей в глубоководные, образуя, таким образом, гомоклинальные рампы. Для более крупных скелетов также важное значение имеет способность прикрепляться к субстрату или к другим организмам. От этого зависит, будет ли развиваться окаймленная рифами платформа или дистально наклоняющаяся рампa [10].

Таким образом, эти «внутренние», архитектурные, черты представителей органического мира, вероятнее всего нужно брать в основу классификации карбонатных фабрик, так как именно они определяют тип осадочной системы и, следовательно, её эволюцию и реакцию на изменяющиеся параметры среды (аккомодационное пространство, действие волн, влияние освещенности, соленость и т.д.).

Предлагаемая классификация карбонатных фабрик. Исходя из написанного выше, а также анализа литературы, морские карбонатные фабрики могут быть легко разделены по месту и способу карбонат-продукции (рисунк). Так, местом обитания организмов, и, следовательно, карбонат-продукции, могут быть либо морское дно (бентогенные) или столб воды (планктотенные). По способу карбонат-продукции проще разделять на биогенную (биологически-контролируемую) и микробиальную (биологически-индуцированную).

Бентогенные биологически-контролируемые карбонатные фабрики (класс) на основании архитектуры скелетов могут быть разделены на несколько типов. Так, один из таких типов, состоящий из мелких скелетов неприкрепляющихся и сессильных, но легко фрагментирующихся организмов (вследствие автофрагментации или разрушения из-за хрупкости) здесь предлагается назвать «зернистой» бентогенной фабрикой. Такие примеры хорошо известны как из прохладноводных сред современного мира [12, 13], так и из тропических сред в геологической летописи, например, раннего карбона. Мелкие неприкрепленные организмы легко сметались с активного мелководья и аккумулировались в спокойноводных условиях ниже базиса действия волн, обуславливая развитие гомоклинальных рамп [10, 12 и др.].

Другой тип бентогенных биологически-контролируемых карбонатных фабрик состоит из крупных скелетов неприкрепляющихся организмов или сессильных организмов, не строивших каркас. Такой тип здесь предлагается

называть «биоморфным». Из-за того, что такие сообщества в некоторой степени могли сопротивляться волновой эрозии, считается, что они были ответственны за образование карбонатных дистально наклоняющихся рамп [10]. Однако неспособность организмов строить жесткие каркасы не позволяло им достигать уровня моря из-за сильной волновой абразии в более мелководных условиях.

Третий тип состоит из крупных скелетных организмов, наставших друг на друга и строивших каркасы. Его предлагается называть «биогермной» карбонатной фабрикой. Примерами этого типа являются не только современные тепловодные коралловые рифы, но также относительно глубоководные и прохладноводные коралловые холмы.

Исходя из рассмотренных примеров можно говорить, что термины «тепловодный» и «прохладноводный», используемые в разделении карбонатных фабрик [9, 12, 13 и др.], не могут служить классификационной основой. Этому противоречит тот факт, что одни и те же типы скелетов организмов могут осуществлять карбонат-продукцию как в умеренных, так и в тропических водах. Следовательно, правильнее будет ограничить разделение карбонатных фабрик по месту (планктотенный или бентогенный) и способу (скелетный, микробиальный) карбонат-продукции. Температура вод – это один из факторов, который входит в набор параметров окружающей среды, определяющих заполнение «эколого-эволюционного пространства», то есть, расселение организмов. Выделение типов бентогенных биологически-контролируемых карбонатных фабрик («зернистый», «биоморфный», «биогермный») основано на типах скелетов организмов, которые производят карбонаты и, следовательно, имеют решающую роль в седиментации. Схожие типы бентогенных фабрик также можно в некоторой степени применить и к микробиальным карбонатам. Так, ооидные известняки явно являются аналогом «зернистых» фабрик, а строматолиты – «биогермных». Последнее очень хорошо видно на примерах палеозойских отложений Печорской плиты, где строматолиты слагают значительную часть верхнесилурийских, нижнедевонских (лохков) и верхнедевонских (верхний фран) рифов, формировавших каркасную каемку на окраинах платформ.

Термины же, определяющие те или иные условия расселения организмов, например, прохладноводный, тепловодный, глубоководный, лучше оставить для концепции ассоциаций карбонатных зерен, описывающей стра-

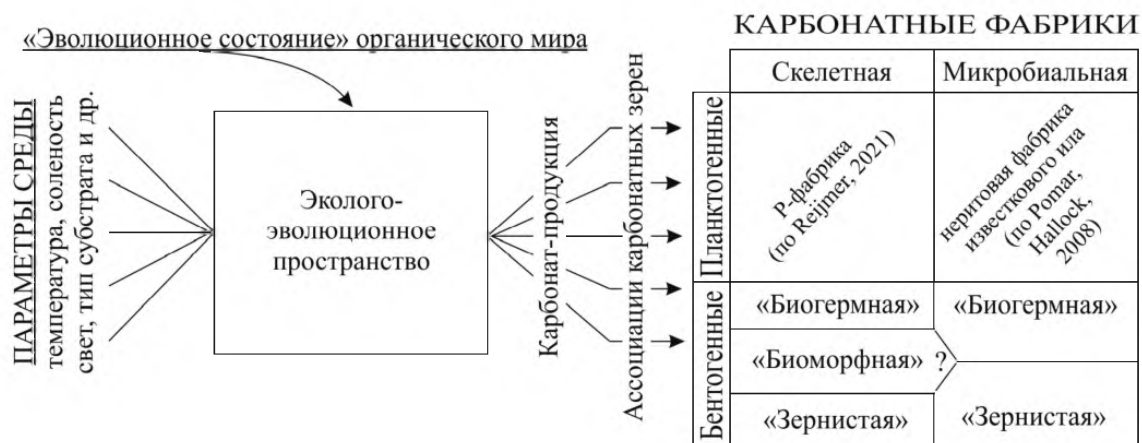


Рисунок. Схема предлагаемой классификации карбонатных фабрик и её взаимоотношение с параметрами среды, «эволюционным состоянием» органического мира и ассоциациями карбонатных зерен.

тиграфически и фациально ограниченные сообщества карбонатных зерен.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления» (№ 122040600013-9).

Литература

1. Вилесов А. П. Бентосные карбонатные фабрики фамена юго-восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и особенности строения пустотного пространства пластов-коллекторов // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерогения: Мат-лы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 50–53.
2. Жемчугова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
3. Кабанов П. Б. Бентогенные карбонатные фации фанерозоя: обзор и пример из карбона Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 41–59.
4. Кузнецов В. Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
5. Пономаренко Е. С. Концепция карбонатных фабрик (краткий обзор). Сыктывкар: ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2025. (в печати)
6. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. Т. 2. 420 с.
7. Чехович П. А. Карбонатные платформы в раннепалеозойских осадочных бассейнах.

Седиментационные характеристики и методы изучения // Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология: Сборник научных трудов Музея Землеведения МГУ. М.: Изд-во Московского университета, 2010. С. 104–132.

8. Ahr W. M. Sedimentary and tectonic controls on the development of an early Mississippian carbonate ramp, Sacramento Mountains area, New Mexico // Control on Carbonate Platform and Basin Development / SEPM Spec. Publ. 1989. V. 44. P. 203–212.
9. Michel J., Laugie M., Pohl A., Lanteaume C., Masse J.-P., Donnadiou Y., Borgomano J. Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution // International Journal of Earth Science. 2019. V. 108. P. 1773–1792. DOI: 10.1007/s00531-019-01742-6
10. Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // Basin Res. 2001. V. 13. P. 313–334.
11. Pomar L., Hallock P. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology // Earth-Science Review. 2008. V. 87. P. 134–169. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.12.002
12. Reijmer J. J. G. Marine carbonate factories: review and update // Sedimentology. 2021. V. 68. P. 1729–1796. DOI: 10.1111/sed.12878
13. Schlager W. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic // International Journal of Earth Science. 2003. V. 92. P. 445–464. DOI: 10.1007/s00531-003-0327-x
14. Wright V. P. Early Carboniferous carbonate systems: an alternative to the Cainozoic paradigm // Sedimentary Geology. 1994. V. 93. P. 1–5.



СЕРПУХОВСКИЕ ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ ЮГО-ВОСТОКА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

А. П. Пронин

SERPUKHOVIAN (CARBONIFEROUS) CALCAREOUS ALGAE FROM CARBONATE PLATFORMS THE SOUTH-EASTERN PART OF PRECASPIAN BASIN

A. P. Pronin

ТОО «Казкорресерч», Атырау, Республика Казахстан

In the Serpukhovian deposits of the Southeastern part of the Precaspian Basin, carbonate platforms are distinguished, one part of which is inherited from the Visean stage of the Lower Carboniferous, the other part is formed in new areas of carbonate development associated with a decrease in the input of clay material and the appearance of shallow areas. Carbonate platforms are characterized by different communities of calcareous algae.

Области карбонатного осадконакопления серпуховского яруса Прикаспийской впадины унаследованы от визейского яруса нижнего карбона. На расширение ареала развития карбонатов в серпуховском веке повлияло уменьшение привноса глинистого материала. Также заполнение пространства на локальных участках терригенной толщей визейских отложений привело к уменьшению глубин, что привело в дальнейшем к образованию карбонатных платформ в этих участках.

В серпуховских отложениях юго-восточной части Прикаспийской впадины выделяются Кашаган-Тенгизская, Астраханская, Северо-Каспийская и Южно-Эмбинская карбонатные платформы.

В составе Кашаган-Тенгизской карбонатной платформы выделяются платформенная, краевая (римовая) и склоновая (фланговая) части [4–6]. Аналогичным строением характеризуется и Астраханская карбонатная платформа. Одной из деталей геологического строения, установленной многими скважинами со сплошным отбором керна, является наличие микробиального баундстоуна (биогермного известняка) толщиной более 500 м, образованного в результате нарастания склоновой части в серпуховский период развития Кашаган-Тенгизской платформы. Микробиальные баундстоуны представлены массивными отложениями с относительно высоким содержанием карбонатного ила (микрита), участки таких баундстоунов которые

представлены только микритом составляют до 20 м. Текстуру этих пород можно интерпретировать как результат микробиального (биотически-наведенного) осадконакопления на месте первоначального отложения. Также для них характерно разрушение структуры на месте первичного отложения вслед за осадконакоплением на морском дне с образованием «автобрекчий». В состав микробиальных баундстоунов кроме карбонатного ила (микрита), входят скелетные остатки (мшанки, известковые водоросли, криноидеи), которые образуют барьеры (ловушки) для улавливания микрита и первичные неправильные полости, заполненные ранним морским цементом и мозаичным спаритом во время диагенеза. Неравномерное распределение этих основных компонентов формирует текстуру, которую очень трудно классифицировать по Р. Данхему [1]. Микробиальные баундстоуны содержат в большом количестве (являются породообразующими) известковые водоросли *Calcifolium okense* Shvetsov et Birina (рисунок, А), *Fasciella kizilia* R. Ivanova (рисунок, Б), *Frustulata asiatica* Saltovskaja и *Ungdarella uralica* Maslov, реже встречаются *Praedonezella* sp., *Komia* sp., *Fourstonella*? sp., *Koninckopora* sp. и «donezellins» [2-3]. В платформенной части встречены в основном известковые водоросли *Calcifolium okense* Shvetsov et Birina и *Fasciella kizilia* R. Ivanova, реже встречаются *Ungdarella uralica* Maslov, *Praedonezella* sp. и *Koninckopora* sp.

Южно-Эмбинская карбонатная платформа имеет платформенную, краевую и склоновую части, микробиальный баундстоун (биогермный известняк) имеет толщины 100-200 м и содержит только известковые водоросли *Fasciella kizilia* R. Ivanova, участками в большом количестве. В платформенной части встречены редкие известковые водоросли *Fasciella kizilia* R. Ivanova, *Calcifolium okense* Shvetsov et Birina и *Praedonezella* sp.

Известковые водоросли *Fasciella kizilia* R. Ivanova являются «пионером» освоения жизненного пространства доступного для обитания известковых водорослей ввиду особенностей строениям слоевища, которое меньше подвержено фрагментации.

Литература

1. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1. 1962. P.108-121.
2. Brenckle P.L., Milkina N.V. Foraminiferal timing of carbonate deposition on the Late Devonian (Famennian) – Middle Pennsylvanian (Bashkirian) Tengiz platform, Kazakhstan // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2003. 109(2). P.131–158.
3. Brenckle P. L., Collins J. F. A chronostratigraphic framework for the Carboniferous Kashagan buildup, Pre-Caspian Basin, Kazakhstan // Stratigraphy. 2017. V. 14, №. 1–4. P. 15–34. DOI: 10.29041/strat.14.1-4.15-34
4. Collins J. F., Brenckle P. L. Depositional environments, microfacies, and stratigraphic architecture of the Kashagan isolated buildup (Carboniferous), Pre-Caspian Basin, Kazakhstan // Stratigraphy. 2017. V. 14, №. 1–4. P. 59–85. DOI: 10.29041/strat.14.1-4.59-85
5. Kenter J.A.M., Hoeflaken F.V., Bahamonde J. R. Anatomy and lithofacies of an intact and seismic-scale Carboniferous carbonate platform (Asturian, NW Spain): Analogs of hydrocarbon reservoirs in the Precaspian Basin (Kazakhstan) // Paleozoic carbonates of the commonwealth of independent states(cis): subsurface reservoirs and outcrop analog Reefs: SEPM Special Publication 74, 2002. P.181–203.
6. Weber L.J., Francis B.P., Harris P.M., Clark M. Stratigraphy, lithofacies and reservoir distribution, Tengiz field, Kazakhstan // Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs: SEPM Special Publication 78, 2003. P. 351–394.

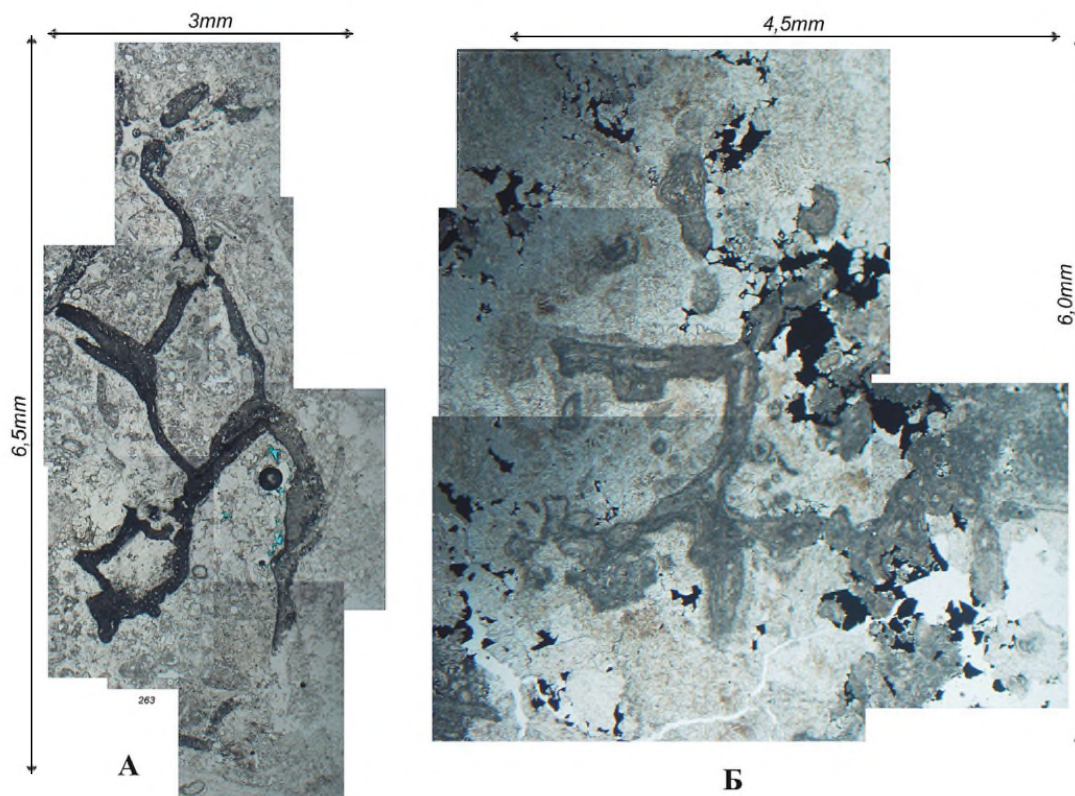


Рисунок. Серпуховские известковые водоросли карбонатных платформ юго-восточной части Прикаспийской впадины. А. - *Calcifolium okense* Shvetsov et Birina. Кашаган-Тенгизская карбонатная платформа. Б. - *Fasciella kizilia* R. Ivanova. Астраханская карбонатная платформа.

МИОЦЕНОВЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: ОБЩИЙ ОБЗОР

Ю.В. Ростовцева

MIOCENE ORGANOGENIC BUILDUPS OF THE MEDITERRANEAN AREA AND THE EASTERN PARATETHYS: A REVIEW

Yu.V. Rostovtseva

Геофизический центр РАН, Москва, Россия

The main types of organogenic buildups in the Miocene of the Mediterranean and the Eastern Paratethys are considered. It is noted that in the Mediterranean, the period of the Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO) was characterized by the widespread presence of red algae, combined with the development of bryozoans, while in the late Miocene, as cooling occurred, coral reefs began to form. In the Eastern Paratethys, algal-bryozoan biogermers developed during the Chokrakian (Zyukian beds), early and middle Sarmatian, and early Maeotian, while microbial buildups formed in the late Chokrakian (Brykian beds), Karaganian, middle Sarmatian, and early Maeotian.

Развитие карбонатаккумуляции с формированием органогенных построек зависит от разных факторов, к числу которых относятся температура и степень освещенности вод, тип субстрата, содержание питательных веществ, особенности гидрологии бассейнов и др. Действие этих факторов во многом контролируется климатическими условиями и тектоникой регионов.

Бассейны Средиземноморья и Восточного Паратетиса испытывали значительные тектонические и климатические изменения в миоцене, которые во многом обусловили возникновение современных обстановок седиментации в пределах рассматриваемых территорий. На фоне этих изменений карбонатаккумуляция проявлялась в разных формах, в том числе и в виде роста органогенных построек (см. рисунок).

В миоценовых разрезах Средиземноморья выделяются четыре основных типа органогенных построек [1]: (1) герматипные коралловые рифы, (2) агерматипные коралловые холмы (mounds) и заросли, (3) холмы (mounds), биостромы и корки полностью или в основном сложенные красными водорослями и (4) микробиальные образования (преимущественно строматолитовые биогермы и покровы).

В раннем миоцене (в аквитане и в начале бурдигала) в бассейнах Средиземноморья кораллы образовывали холмы и ковровые заросли в низах средних частей карбонатных склонов (carbonate ramps) при доминировании на них крупных бентосных фораминифер (LBF) [2]. В это время бассейны Средиземноморья имели сообщение с водами Индийского океана и в них существовали обстановки, возникшие под влиянием общего похолодания (событие *Mi1*) и изменений в углеродном цикле (событие *EMCM*). В период среднемиоценового климатического оптимума (событие *MMCO*, конец бурдигала – начало сerratия), характеризующегося общим потеплением, возникли благоприятные условия для широкого распространения красных водорослей в мезо- и олигофотических зонах, существовавшие вплоть до тортона. В это время в связи с Монтеррейским событием отмечается увеличение содержания питательных веществ в открытых водах. Нижние олигофотические и афотические зоны средиземноморских карбонатных склонов характеризовались присутствием фауны с преобладанием мшанок. Начиная с позднего тор-

тона и заканчивая ранним мессинием (в позднем миоцене), глобальный климат становился все более холодным и засушливым, способствуя созданию устойчивых олиготрофных условий в морских водах. Наличие прозрачных вод с низкой продуктивностью фитопланктона, бедных органическим веществом способствовало развитию на мелководье специализированных экосистем, в том числе коралловых рифов. Родовое разнообразие кораллов, которые обитали в симбиозе с зооксантеллами, было незначительным.

Вотложениях нижнего миоцена Восточного Паратетиса присутствие органогенных построек не обнаружено (см. рис.). В толщах среднего и верхнего миоцена наблюдаются органогенные постройки [3]: (1) водорослево-мшанковые биогермы* и (2) микробиальные образования (строматолиты и тромболиты). Формирование органогенных построек отличалось этапностью.

В чокраке (в среднем миоцене, зюкское время) в результате тектонической активизации Восточный Паратетис испытал обмеление, что обусловило более широкое развитие мелководных фаций. Восточный Паратетис через Месопотамский бассейн сообщался с водами Восточного Средиземноморья и Индийского океана. В это время в условиях теплого климата и при солёности вод близкой к нормальной морской (около 30‰) начали формироваться водорослево-мшанковые биогермы, создававшие места-ми гряды. В бассейнах Средиземноморья в этот период также отмечается более заметное распространение мшанок. В конце чокрака (брыковское время) и в карагане при изоляции Восточного Паратетиса от открытых вод существовали обстановки благоприятные для возникновения микробиальных образований, прежде всего строматолитовых биогермов.

В раннем и среднем сармате формирование водорослево-мшанковых биогермов в Восточном Паратетисе возобновилось на мелководье. В первой половине среднего сармата в относительно глубоководных условиях возникали микробиальные постройки желвакообразной формы в местах выхода струйных пузырьков га-

* Название типа постройки приводится по правилам литологии, т. е. в конце поставлен преобладающий признак (или преобладающая разновидность организмов)

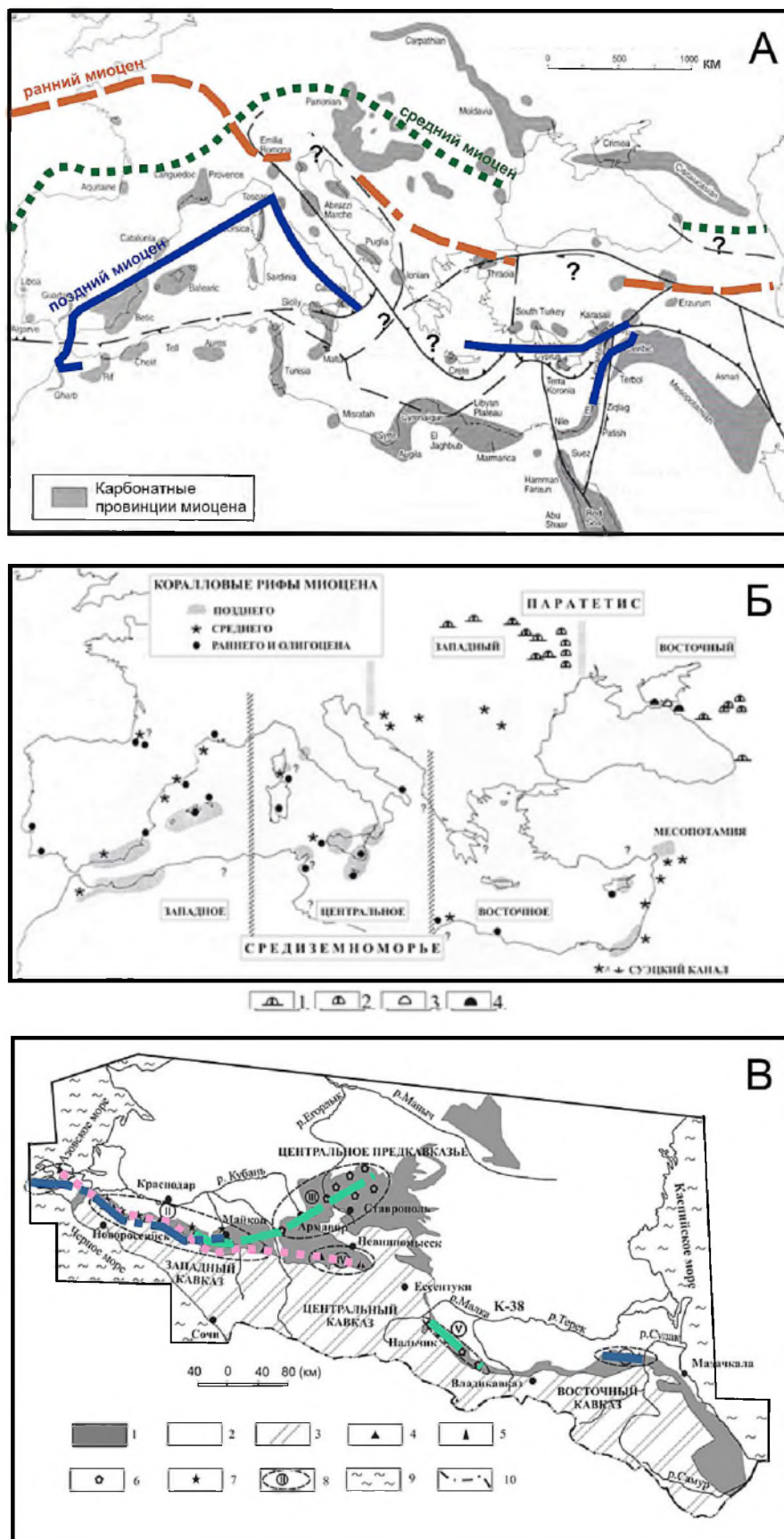


Рисунок. Области карбонатакопления в бассейнах Средиземноморья и Восточного Паратетиса.

А – верхние границы распространения миоценовых коралловых рифов (по [1], с изменениями), Б – распределение органогенных построек (по [1, 3]): 1 – первая половина среднего миоцена (баден, чокрак); 2 – вторая половина среднего миоцена (сармат); 3 – начало позднего миоцена (мэотис); 4 – средний и поздний миоцен (чокрак, сармат, мэотис), В – распределение средне-верхнемиоценовых водорослево-мшанковых биогермов на Северном Кавказе и в Предкавказье (по [4], с добавлением): 1 – выходы на дневную поверхность; 2 – развитые под покровом вышележащих толщ; 3 – отсутствие неогеновых отложений; 4–7 – местоположение разрезов среднего-верхнего миоцена с водорослево-мшанковыми известняками: 4 – чокракскими (линия розового цвета), 5 – среднемиоценовыми (чокрак–сармат), 6 – среднесарматскими (линия зеленого цвета), 7 – мэотическими (линия синего цвета); 8 – районы развития водорослево-мшанковых известняков; 9 – акватории морей и водохранилищ; 10 – южная граница Российской Федерации

зов (сипов). Во второй половине среднего сармата при периодическом действии штормов и относительно тиховодном режиме образовывались микробиальные покровы (микробиальные маты). Сарматский бассейн был полуморским, с соленостью вод в самом начале около 14–18 ‰ [3]. В середине сармата отмечается активизация тектонических движений и структурная перестройка бассейна.

В начале мзотиса на фоне наступления морской трансгрессии в Восточном Паратетисе при солености вод около 13–18 ‰ вновь возникли обстановки благоприятные для роста водорослево-мшанковых построек. Их развитие происходило на фоне позднемиоценового похолодания (с 7 до 5.5 млн лет назад), максимум которого отмечается в мессинии. Выделяется три периода формирования раннемзотических водорослево-мшанковых биогермов. Первый из них был наиболее значимым, обусловивший образование крупных построек (до 5–8 м и более) и завершившийся ростом инкрустирующих строматолитовых корок.

В строении миоценовых водорослево-мшанковых построек Восточного Паратетиса местами наблюдается сочетание развития мшанковых колоний и микробиальных сообществ, что предполагает возможность хотя бы отчасти

сопоставлять их с мшанково-строматолитовыми ассоциациями (bryostromatolites).

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России (№ 075-00439-25-00).

Литература

1. Esteban M. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. In: Franseen E.K., Esteban M., Ward W., Rouchy J. (Eds.) / Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions, vol. 5 SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. Tulsa, 1996. P. 3–53.
2. Cornacchia I., Brandano M., & Agostini S. Miocene paleoceanographic evolution of the Mediterranean area and carbonate production changes: A review // Earth-Science Reviews. 2021. V. 221. 103785.
3. Goncharova I.A., Rostovtseva Yu.V. Evolution of Organogenic Carbonate Buildups in the Middle through Late Miocene of the Euxine–Caspian Basin (Eastern Paratethys) // Paleontological Journal, 2009. Vol. 43. № 8. P. 866–876.
4. Белуженко Е.В. Стратиграфическое положение и латеральное распределение мшанково-водорослевых известняков миоцена Северного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 3. С. 50–61.



ПЕРВЫЕ НАХОДКИ РОДА *DVORAKIA* KLAPPER ET BARRICK, 1983 В ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКОМ РИФОВОМ КОМПЛЕКСЕ Р. ВИШЕРЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ, КРАСНОВИШЕРСКИЙ РАЙОН)

Л. В. Соколова

THE FIRST REPORT OF THE GENUS *DVORAKIA* KLAPPER ET BARRICK, 1983 FROM THE UPPER SILURIAN REEF COMPLEX OF THE RIVER VISHERA (PERM KRAI, KRASNOVISHERSKY DISTRICT)

L. V. Sokolova

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

Three apparatuses, designated as *Dvorakia* sp. A, *Dvorakia* sp. B, *Dvorakia* sp. C, were identified from the Upper Silurian of the Vishera reef complex. These apparatus are different from all known species of the genus in the shape of the cross-section and the pattern of ornamentation of the surface of the elements. Previously S-elements with a teardrop-shaped cross section and M?-elements with an asymmetric and slightly asymmetric teardrop-shaped cross section, low base and long straight (?) cusp, weren't noted in the description of the Middle Devonian and Late Silurian-Early Devonian species of the genus.

Род *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983 впервые описан из отложений среднего девона Северной Америки (США) как четырехэлементный аппарат, состоящий из М?-элемента и симметрично-переходной серии, включающей в себя Sd- Sb- и Sc-элементы [1]. Для этого рода характерны высокие, тонкостенные, гладкие или орнаментированные конусовидные элементы с глубоким основанием (3/4 от высоты элемента), с развитыми киями на переднем и заднем крае и/или с переднебоковым ребром на внутренней поверхности. Наиболее древние находки представителей рода *Dvorakia* известны из отложений конодонтовой интервал-зоны *latialata* – *snajdri* (лудфордский ярус, верхний силур) в разрезе Целлон (Cellon) Карнийских Альп [6].

Аппарат позднесилурийско-раннедевонских представителей рода изучен слабо (табл. 1). Наиболее полный аппарат известен только у вида *D. amsdeni* Klapper et Barrick, 1992. От аппарата среднедевонских *D. klapperi* (Chatterton, 1974) и *D. chattertoni* Klapper et Barrick, 1992 он отличается шестиэлементным составом, слабой асимметрией поперечного сечения Sc-элемента и присутствием изогнутого тортиформного элемента. За пределами Северной Америки первые элементы позднесилурийских *Dvorakia* были задокументированы лишь спустя 27 лет после публикации первоописания [3]. Накопление фактического материала по позднесилурийским и раннедевонским видам этого относительно нового рода в настоящее время продолжается (табл. 2).

Таблица 1. Формы поперечного сечения элементов и их симметрично-переходные серии в аппаратах *Dvorakia* Klapper et Barrick из отложений верхнего силура и девона.

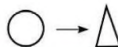
Типы элементов Виды <i>Dvorakia</i>	Симметрично-переходная серия					Торти- формный элемент
	M?	Sd	Sb		Sc	
			Sb ₁	Sb ₂		
Средний девон						
<i>D. klapperi</i> (Chatterton, 1974) [1]	асимметр.	почти симметр.	асимметр.		сильно асимметр., сжатое	отсутствует
<i>D. chattertoni</i> Klapper et Barrick, 1983 [1]						
Верхний силур (пржидол) - нижний девон (лохков)						
<i>D. philipi</i> ? (Drygant, 1974) [2]	?	симметр.	слабо асимметр.	асимметр.	?	?
<i>D. amsdeni</i> Klapper et Barrick, 1992 [2]	?	симметр.	слабо асимметр.	асимметр.	слабо асимметр., сжатое	слабо асимметр.
Верхнесилурийский рифовый комплекс р. Вишеры						
<i>Dvorakia</i> sp. А (в этой работе)	асимметр.	почти симметр.	?	асимметр.	?	?
<i>Dvorakia</i> sp. В (в этой работе)	?	?	слабо асимметр.	?	слабо асимметр., сжатое	?
<i>Dvorakia</i> sp. С (в этой работе)	слабо асимметр.	?	слабо асимметр.	асимметр.	слабо асимметр., сжатое	?
Условные обозначения:						

Таблица 2. Распространение представителей рода *Dvorakia* в отложениях верхнего силура и нижнего девона в различных регионах мира.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
<i>Dvorakia amsdeni</i> Barrick, Klapper, 1992 [2, 3, 5, 7]	Př	—	—	Př	Lch ₁	Lch ₁	—
<i>Dvorakia philipi</i> ? (Drygant, 1974) [2, 7]	Př-Lch ₁	—	—	—	Lch ₁	—	—
<i>Dvorakia</i> sp. [2]	Lch ₁	—	—	—	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp.* [3]	—	—	—	Př	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp.* [4]	—	—	—	Lch ₁	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp.* [5]	—	—	—	—	—	Př-Lch ₁	—
<i>Dvorakia</i> sp.* [6]	—	Ld ₂ -Lch ₁	—	—	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp. [8]	—	—	—	—	—	—	Př
<i>Dvorakia</i> sp. А (в этой работе; рис. 2, фиг. 1 -3)	—	—	Ld- Př (?)	—	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp. В (в этой работе; рис. 2, фиг. 4, 5)	—	—	Ld-Př (?)	—	—	—	—
<i>Dvorakia</i> sp. С (в этой работе; рис. 2, фиг. 6 -13)	—	—	Ld-Př (?)	—	—	—	—

I – Северн. Америка (США), Южно-Центральная Оклахома; II – Евразия (Австрия), Карнийские Альпы, разрез Шеллон; III – Евразия (Россия), Пермский край, Вишерский рифовый комплекс; IV – Евразия (Италия), Карнийские Альпы, область Passo Volaia; V – Юго-Восточная Азия, п-ов Малайзия, северо-западная часть; VI – Северная Африка, Марокко, Тафилалт; VII – Австралия, Новый Южный Уэльс, известняки Куга- Бурга.

Ld₂ – лудловский отдел, лудфордский ярус; Př – пржидольский отдел; Lch₁ – нижняя часть лохковского яруса; *Dvorakia* sp. – изображение и описание вида в статье не приведены.

Из верхнесилурийских выходов рифового массива (обн. ВИШ 25) и обнажений ВИШ 26А и ВИШ 26, расположенных в непосредственной близости от него на правом берегу р. Вишеры (рис. 1А, Б), были отобраны 27 образцов на конодонты весом от 0,7 до 4,0 кг. Для извлечения конодонтовых элементов использовалась 8% уксусная кислота. На момент подготовки публикации элементы двораки выделены из семи образцов: виш 25 – 4к, виш 25 – 186к, виш 26 – 1к, к-виш 26А/6, к-виш 26А/5, к-виш 26А/3 и к-виш 26А/1. Наиболее представительная выборка элементов рода – 27 экземпляров получена из последнего образца (рис. 1В).

В результате изучения таксономического состава конодонтов верхнесилурийского рифового комплекса р. Вишера и морфологии элементов рода *Dvorakia* получены следующие результаты:

1) впервые в составе конодонтовых комплексов из рифогенных отложений верхнего силура Пермского края (западный склон Северного Урала) установлено присутствие рода *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983;
2) выделены три аппарата (табл. 1, рис. 2) отличающиеся от всех известных видов рода *Dvorakia* Klapper et Barrick по форме поперечного сечения и характеру орнаментации поверхности элементов. Впервые выявлены S-элементы с каплевидным поперечным сечением (рис. 2, фиг. 2б, 3б, 12б, 13б), ранее не отмечавшиеся при описании среднедевонских и позднесилурийско-раннедевонских представителей этого рода;
3) в составе аппаратов вишерских *Dvorakia* предположительно встречены элементы М?-типа с асимметричным и слабо асимметричным каплевидным поперечным сечением, низким основанием и длинным прямым (?) зубцом (рис. 2, фиг. 3, 12, 13). Авторы и первоописатели рода Гилберт Клаппер и Джеймс Баррик при реконструкции аппарата позднесилурийско-раннедевонского вида *D. amsdeni* предположили присутствие в его составе М?-элемента, но не определили его [2].

Благодарности. Автор очень благодарна своим коллегам Е. С. Пономаренко, Д. Н. Шеболкину и Л. А. Шмелёвой за образцы, любезно предоставленные для выделения и изучения конодонтовой фауны, и помощь в полевых работах, так же С. Т. Неверову – за ежедневную бытовую помощь в лагере, позволившую спокойно заниматься научной работой, Е. С. Пономаренко – за советы, которые помогли улучшить этот текст.

Работа была выполнена в рамках темы НИР «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления» (№ 122040600008-5).

Литература

1. Klapper G., Barrick J. E. Middle Devonian (Eifelian) conodonts from the Spillville Formation in Northern Iowa and Southern Minnesota // *Journal of Paleontology*. 1983. Vol. 57. No. 6. P. 1212–1243.
2. Barrick J. E., Klapper G. Late Silurian-Early Devonian conodonts from the Hinton Group (Upper Henryhouse, Haragan, and Bois d'Arc Formations), South-Central Oklahoma // *Oklahoma Geological Survey Bulletin*. 1992. V. 145. P. 20–65.
3. Corradini C., Corriga M. G. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy) // *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*. 2010. V. 49. No. 3. P. 237–253.
4. Corradini C., Corriga M. G. A Pridoli–Lochkovian conodont

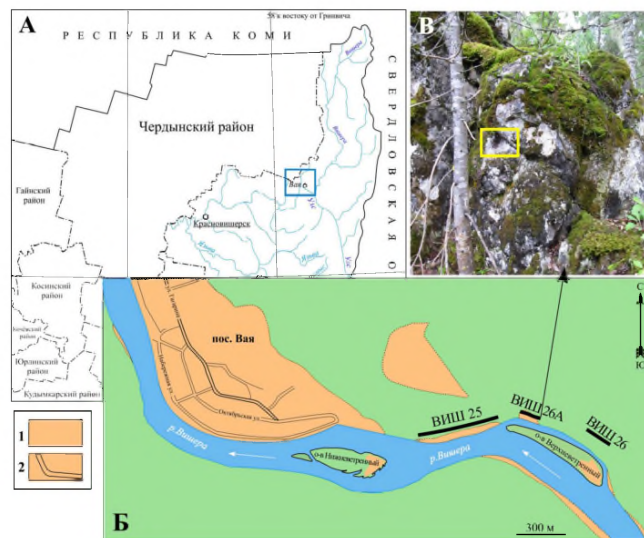


Рис. 1. Схемы расположения района работ (А) и выходов рифового комплекса (Б). Место отбора обр. к-виш 26А/1 (желтый квадрат) в обн. ВИШ 26А (В). Условные обозначения: 1 – участки, не покрытые лесом; 2 – автомобильная грунтовая дорога Красновишерск–Вая

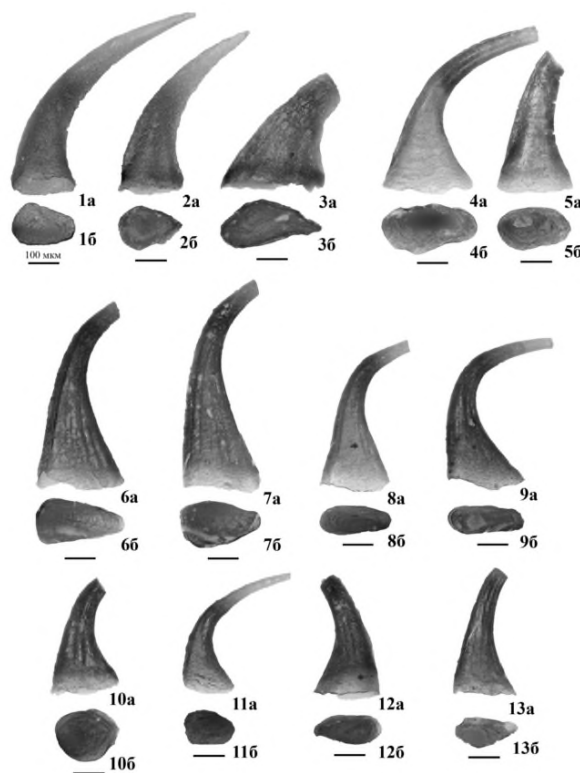


Рис. 2. Представители рода *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983 из отложений верхнего силура рифового комплекса р. Вишеры. Фиг. 1–3 *Dvorakia* sp. A: 1 – Sb₂-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, б – вид со стороны базальной полости; 2 – Sd-элемент, обр. виш 25 – 4к: а – вид сбоку, б – вид со стороны базальной полости; 3 – М?-элемент, обр. виш 25 – 186к: а – вид сбоку, зубец практически полностью обломан, 1б – вид со стороны базальной полости; фиг. 4, 5 – *Dvorakia* sp. B: 4 – Sc-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, б – вид со стороны базальной полости, кончик зубца обломан, 5 – Sb₁-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, большая часть зубца обломана, б – вид со стороны базальной полости; фиг. 6 – 13 *Dvorakia* sp. C: 6, 7 – Sb₁-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, кончик зубца обломан, б – вид со стороны базальной полости; 8, 9 – Sc-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, кончик зубца обломан, б – вид со стороны базальной полости; 10, 11 – Sb₂-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку (у экземпляра на фиг. 10а зубец обломан), б – вид со стороны базальной полости; 12, 13 – М-элемент, обр. к-виш 26/1: а – вид сбоку, большая часть зубца обломана, б – вид со стороны базальной полости

zonation in Sardinia and the Carnic Alps: implications for a global zonation scheme // Bulletin of Geosciences. 2012. V. 87. No 4. P. 635– 650.

5. Corrigan M. G., Corradini, C., Walliser O. H. Upper Silurian and Lower Devonian conodonts from Tafilalt, southeastern Morocco // Bulletin of Geosciences. 2014. V. 89. No. 1. P. 183– 200.

6. Corradini C., Corrigan M. G., Mannik P., Schonlaub H. P. Revised conodont stratigraphy of the Cellon section (Silurian, Carnic Alps) // Lethaia. 2015. V. 48. P. 56– 71.

7. Takahashi Yu., Agetatsu S., Niza M., Rahman A., Sashida K. Lowermost Devonian conodonts from the Setul Group, northwestern Peninsular Malaysia // Jour. Geol. Soc. Japan. 2017. V. 123. No. 11. P. 989– 997. DOI: 10.5575/geosoc.2017.0040

8. Zhen Y.Y. Conodonts, corals and stromatoporoids from Late Ordovician and latest Silurian allochthonous limestones in the Cuga Burga Volcanics of central western New South Wales // Proceedings of the Linnean Society of New South Wales. 2018. V. 140. P. 265– 294.



ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О КОНОДОНТАХ И ЛИТОЛОГИИ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКОЙ КАРСТОВОЙ ТОЛЩИ Р. ВИШЕРЫ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ, КРАСНОВИШЕРСКИЙ РАЙОН)

Л. В. Соколова, Е. С. Пономаренко, Д. Н. Шеболкин, Л. А. Шмелёва

PRELIMINARY DATA ABOUT CONODONTS AND LITHOLOGY OF THE UPPER SILURIAN KARST FORMATION OF THE VISHERA RIVER (PERM KRAI, KRASNOVISHERSK DISTRICT)

L. V. Sokolova, E. S. Ponomarenko, D. N. Shebolkin, L. A. Shmeleva

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

The preliminary results of the study the lithology and conodont fauna of the Upper Silurian Karst Formation in the Vishera River, Northern Urals, are follows: 1) in the Formation structure deposits of the reefal and non-reefal deposits were distinguished; 2) the organogenic structure in the Formation most likely corresponds to the type of algal-microbial-sponge reef; 3) nine conodont genera *Panderodus*, *Belodella*, *Wurmiella*, *Dvorakia*, *Zieglerodina* ?, *Ozarkodina* ?, *Coryssognathus*, *Oulodus* and *Ctenognathodus* ? have been identified. The age of the deposits has been updated as Late Ludlow to Pridoli according to the presence of the conodonts *Dvorakia*, *Coryssognathus* and *Ctenognathodus* ?; 4) The similarity of the conodont complexes from the reefal deposits of the Vishera and Ilych rivers have been established 5) and the significant difference have been revealed between conodont complexes from sediments of non-reef origin of the outer shelf (Vishera River) and the inner shelf (Kozhym River).

Силурийские отложения, развитые в Пермском крае, входят в Лопьинско-Вишерскую подзону Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны и подразделяются на три толщи: **карбонатную**, ($O_3k + S_1w_1$), **сланцевую** (S_1w_2) и **карстовую** (S_2-D_1) [4]. Из верхней карстовой толщи определена бентосная макрофауна: кораллы, брахиоподы, криноидеи [5], и лишь из верхней её части отмечены нижнедевонские конодонты *Ancyrodelloides trigonica* Bischoff et Sanneman [4]. Кроме того, происхождение самой толщи определяется как рифогенное, но детального описания не даётся.

Выходы карстовой толщи развиты в бассейне р. Вишеры на протяжении около 7 км от пос. Ваядо устья р. Улс. На западе эта толща по тектоническому контакту граничит с нижнекаменноугольными отложениями, а на востоке — с карбонатно-глинистыми породами сланцевой толщи (рис. 1А). Авторами данного сообщения во время полевых исследований 2024 г. были послойно описаны ряд обнажений карстовой толщи на участке от пос. Ваядо устья р. Ветренка (обн. ВИШ25 «Камень Ветренный», ВИШ26А и ВИШ26; рис. 1А, Б). Изучение разрезов сопровождалось полевыми описаниями и зарисовками характерных особенностей пород, отбором образцов на литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования. Для изучения конодонтовой фауны отобраны 27 образцов

(весом от 0.68 до 6.48 кг). На данный момент завершено растворение в уксусной кислоте 17 образцов, из них в 16 встречены конодонты.

В составе изученной карстовой толщи на основании макро- и микроскопических литологических исследований предварительно установлены три интервала с породами как рифового (обн. ВИШ25), так и не рифового генезиса (обн. ВИШ25, обн. ВИШ26А, обн. ВИШ26).

Интервал I (видимая мощность 271,5 м) вскрывается в обн. ВИШ25 (рис. 1В). В нижней части отложения представлены темно-серым массивным мелкообластковым известняком с пятнистой текстурой (мощность 7 м). Встречены единичные элементы *Panderodus* Ethington, 1959 и *Belodella* Ethington, 1959 (рис. 2, фиг. 4а, б).

Непосредственно рифогенные отложения (общей мощностью около 240 м) представлены массивными биогермными микробальными и водорослевыми известняками с обилием губок, размер которых может достигать 7 см; реже отмечаются одиночные ругозы, мелкие колонии табуляты, скопления остракод. Для известняков часто характерна выровненная по горизонтали верхняя граница слоев, подчеркнутая рифовыми цементами, и крайне незначительное количество биокластового материала. В целом в структуре рифа прослеживаются несколько уровней с рифовыми брекчиями и конглобрекчиями с вадозными (?) це-

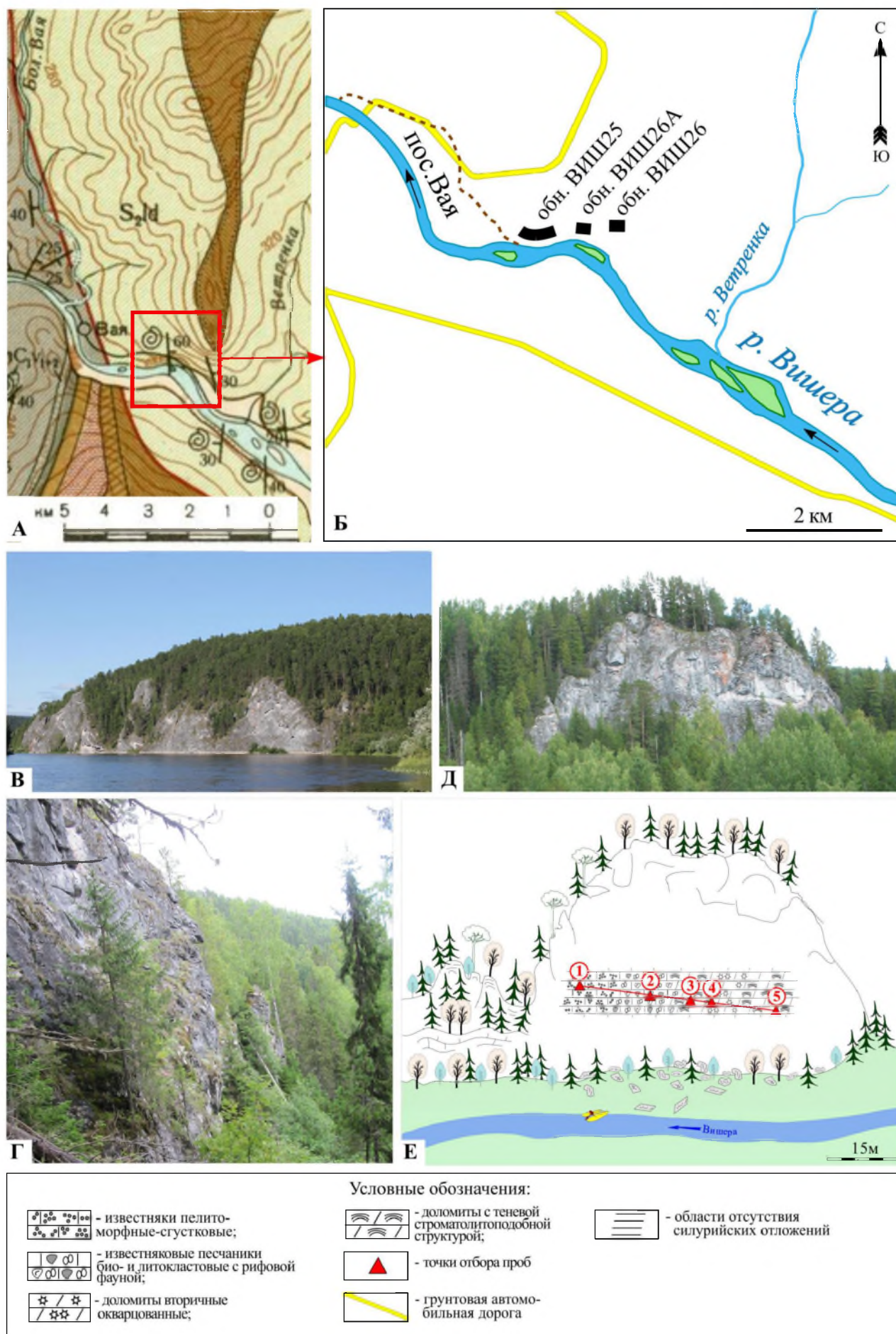


Рис. 1. Схема расположения района работ (А) и изученных обнажений (Б): обн. ВИШ25 (В), фото Л. А. Шмелёвой; обн. ВИШ26А (Г), фото Л. В. Соколовой; обн. ВИШ26 (Д, Е), фото Д.Н. Шебокина

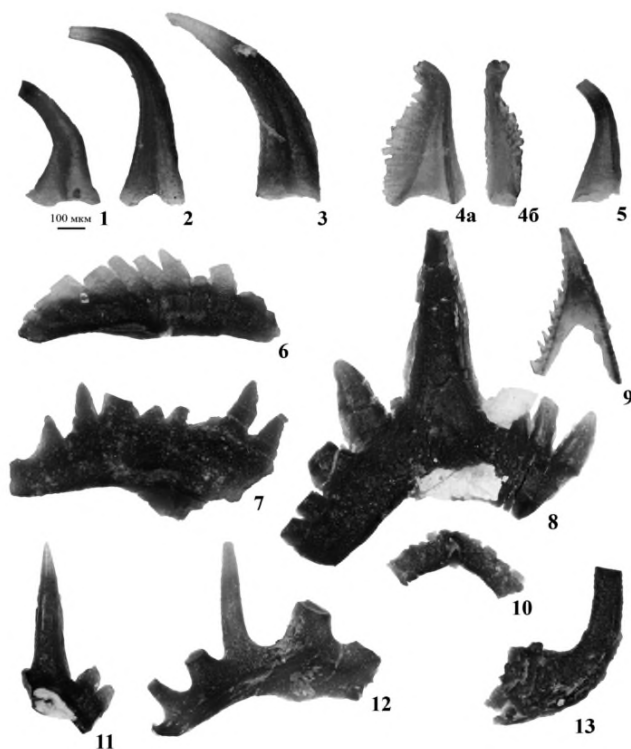


Рис. 2. Конодонты карстовой толщи р. Вишеры. Фиг. 1–3. *Panderodus* Ethington, 1959, вид элементов сбоку, обр. виш25-4к; фиг. 4а, б. *Belodella* Ethington, 1959, а – Sb-элемент, вид сбоку, б – Sb-элемент, вид сверху, обр. виш25-1к; фиг. 5. *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983, Sb (?) -элемент, вид сбоку, обр. виш25-196к; фиг. 6.. *Wurmiella* Murphy, Valenzuela-Rios et Carls, 2004, Pa-элемент, вид сбоку, обр. виш25-186к; фиг. 7. *Zieglerodina* ?, Pa-элемент, вид сбоку, обр. виш25-4к; фиг. 8. *Ctenognathodus* ?, M-элемент, вид сбоку, обр. к-виш26А/6; фиг. 9. – Gen. et sp. indet. (проблематика?), обр. виш25-196к; фиг. 10. *Ozarkodina* ?, Sb (?) - элемент, вид сбоку, обр. виш25-53к; фиг. 11. *Ctenognathodus* ?, M (?) -элемент, вид сбоку, обр. виш25-196к; фиг. 12. *Oulodus* Branson and Mehl, 1933, Pa-элемент, вид с внутренней стороны, обр. к-виш26А/3; фиг. 13. *Coryssognathus* (Rhodes, 1953), S-элемент, вид сбоку, обр. обр. виш25-186к

ментами разных типов. Кровля рифа представлена слоистыми водорослевыми известняками мощностью 14 м. Округлые фрагменты зеленых водорослей наблюдаются среди микробиальной массы и сцементированы янсокристаллическим блоковым кальцитом.

Комплекс конодонтов представлен *Panderodus* Ethington, 1959 (рис. 2, фиг. 1–3), *Belodella* Ethington, 1959, *Wurmiella* Murphy, Valenzuela-Rios et Carls, 2004 (рис. 2, фиг. 6), *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983, *Coryssognathus* (Rhodes, 1953) (рис. 2., фиг. 13), *Zieglerodina* ? (рис. 2, фиг. 7) и *Ozarkodina* ? (рис. 2, фиг. 10).

Выше них залегают (30 м) слоистые биокластовые и пелитоморфные известняки, биогермные структуры отсутствуют. Определены конодонты *Panderodus* Ethington, 1959, *Belodella* Ethington, 1959, *Wurmiella* Murphy, Valenzuela-Rios et Carls, 2004, *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983 (рис. 2, фиг. 5) и *Ctenognathodus* ? (рис. 2, фиг. 11).

Интервал II (видимая мощность 18 м) вскрыт в обн. ВИШ 26А (рис. 1Г) и сложен мелкозернистыми известняковыми песчаниками. Комплекс конодонтов представлен бродами – *Panderodus*, *Belodella*, *Wurmiella*, *Dvorakia*, *Oulodus* (рис. 2, фиг. 12) и *Ctenognathodus* ? (рис. 2, фиг. 8). В нижней трети этого интервала имеется пачка (2.3 м) пелитоморфных фенестровых тонкослоистых известняков

и многочисленными эрозионными поверхностями и элементами палеокарста. В них встречены единичные элементы *Panderodus* и *Belodella*. От нижележащих отложений интервала I отделяется значительным необнаженным участком, приходящимся на лог между скалами.

В интервале III вскрытом в обн. ВИШ26 (рис. 1Д), не представлялось возможным установить залегание пород, в связи с этим, опробование проведено по профилю в основании скалы (рис. 1Е). По профилю (снизу верх по течению р. Вишеры) отмечается смена известняков пелитоморфно-сгустковых и известняковых песчаников доломитами с теневой строматолитоподобной структурой, с интервалом окварцованных вторичных доломитов. Породы заключают обедненный комплекс конодонтов с *Panderodus*, *Belodella*, *Wurmiella* и *Dvorakia*. Длина интервала опробования 42 м. От нижележащих отложений интервала II имеется необнаженный интервал.

Находки конодонтов рода *Dvorakia* Klapper et Barrick, 1983 позволяют, на основании литературных данных [6], предположить возраст вмещающих отложений во всех интервалах не древнее лудфордского. Находки *Coryssognathus* (Rhodes, 1953) и *Ctenognathodus* ? совместно с *Dvorakia* позволяют уточнить возраст интервалов I и II как позднелудовско - пржибольский.

Врифогенных отложениях (интервал I) по числу экземпляров и частоте встречаемости преобладает род

		обн. ВИШ25															
Полевой № образца	Конодонты	виш25-1к	виш25-4к	виш25-9к	виш25-46к	виш25-53к	виш25-88к	виш25-90к	виш25-119к	виш25-133к	виш25-151к	виш25-178к	виш25-184к	виш25-186к	виш25-187к	виш25-196к	виш25-201к
	<i>Panderodus</i>	○	○	○		○			●	○	○	○	○	○	○	○	○
	<i>Belodella</i>	○	○						○	○	○			○	○	○	○
	<i>Wurmiella</i>				○				○		1			○	○	○	
	<i>Dvorakia</i>		○													○	
	<i>Zieglerodina</i> ?		○														
	<i>Ozarkodina</i> ?					○											
	<i>Coryssognathus</i>								○					○			
	<i>Ctenognathodus</i> ?															○	
Вес, кг	75% 50% 25%	2.49	2.91	1.98	2.09	1.28	2.58	2.68	3.99	0.95	1.45	6.48	2.93	3.39	3.95	2.90	2.89

обн. ВИШ26А								обн. ВИШ26							
Полевой № образца		к-виш26А/1	к-виш26А/2	к-виш26А/3	к-виш26А/4	к-виш26А/5	к-виш26А/6	Полевой № образца		виш26-1к	виш26-2к	виш26-3к	виш26-4к	виш26-5к	
Конодонты								Конодонты							
Panderodus		●	●	●	○	●	●	Panderodus		●	○	○	○	○	
Belodella		●	○	●	○	○	○	Belodella		○	○	○	○	○	
Wurmiella		●	○	○		○	○	Wurmiella		○	○		○		
Dvorakia		●		○		○	○	Dvorakia		○					
Oulodus				○											
Ctenognathodus ?							○								
Вес, кг		75% 50% 25%	1.48	1.04	1.54	1.20	0.68	1.26	Вес, кг	75% 50% 25%	2.01	0.93	1.26	3.59	3.47

○ – от 1 до 3 экз.
○ – от 4 до 5 экз.
○ – от 6 до 10 экз.
○ – от 11 до 20 экз.
● – от 21 до 50 экз.
- уровень с эрозионными поверхностями и следами палеокарста
- породы рифового генезиса
- показатель на сколько растворен образец на момент публикации.
При подсчете учитывались экземпляры хорошей и отличной сохранности.

Рис. 3. Родовой состав и количественная характеристика конодонтовой фауны в изученных обнажениях

Panderodus, более редки элементы *Belodella* и *Wurmiella* (рис. 3). Сходный по родовому составу комплекс известен из рифовых конглобрекций лудловского возраста на р. Илыч [1].

Вне рифогенных отложениях (рис. 3) наблюдается ассоциация *Panderodus–Belodella–Wurmiella–Dvorakia*, которая иногда сменяется более обедненной ассоциацией с *Panderodus–Belodella–Wurmiella*. Родовой состав конодонтов в изученных отложениях, характеризующих окраину шельфа, существенно отличается от одновозрастных отложений внутреннего шельфа. В последних преобладают конодонты *Ozarkodina*, *Stenognathodus* и *Oulodus*, широко распространенные в разрезах западного склона Приполярного Урала [3].

Таким образом, при изучении верхнесилурийской карстовой толщи установлено:

1) в состав толщи входят отложения как рифового, так и не рифового происхождения. Присутствие не рифовых интервалов в изученном разрезе согласуется с выводом о дискретности рифообразования на окраине шельфа в это время [1, 2];

2) по комплексу литологических признаков, установленных на данный момент, органогенная постройка, вероятнее всего, соответствует типу водорослево-микробно-губкового рифа;

3) в составе конодонтовой фауны определены 9 родов *Panderodus*, *Belodella*, *Wurmiella*, *Dvorakia*, *Zieglerodina*?, *Ozarkodina*?, *Coryssognathus*, *Oulodus* и *Stenognathodus*?. Возраст толщи по присутствию родов *Dvorakia*, *Coryssognathus* и *Stenognathodus*? определен как поздне-лудловско-прижидольский.

4) сходство на родовом уровне комплексов конодонтов из рифогенных отложений рр. Вишеры и Илыч и существенное отличие конодонтовых комплексов из отложений окраины шельфа (не рифогенные отложения р. Вишеры) и внутреннего шельфа (р. Кожым).

Авторы благодарны А. И. Антошкиной за ценные замечания и полезные рекомендации, Н. А. Матвеевой за консультацию и определение водорослей, С. Т. Неверову за неоценимую помощь при проведении полевых работ.

Работа выполнена в рамках тем НИР «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления» (№ 122040600008-5) и «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления» (№ 122040600013-9).

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 302 с.
2. Антошкина А. И. Причинно-следственная связь дискретности палеозойского рифообразования на Севере Урала // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 15–17.
3. Мельников С. В. Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала (р. Кожым) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 275–278.
4. Снитко Г. П., Горбунова М. К., Попова Т. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист Р-40-XXIX. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 144 с.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.
6. Corradini C., Corriga M. G. Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy) // Bollettino della Societa Paleontologica Italiana. 2010. V. 49. No. 3. P. 237–253.



КОРАЛЛОВЫЕ ПАТЧ-РИФЫ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКОЙ СУДАКСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА

К.А. Шустиков^{1,2}, И.Ю. Бугрова^{2,3}, К.А. Дубкова⁴

CORAL PATCH REEFS FROM THE SOUDAK FORMATION (MIDDLE-UPPER JURASSIC, SOUTH-EASTERN CRIMEA)

K.A. Shustikov^{1,2}, I.Y. Bugrova^{2,3}, K.A. Dubkova⁴

¹ ФГБУ Институт Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³ Палеонтологический музей СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

The Oxfordian reefs of the Crimean Mountains are of great scientific importance for understanding the history of the formation of the Late Jurassic reef system of the northern margin of the Tethys. The article presents the preliminary results of the study of organogenic build-ups of the Soudak Formation (Middle-Upper Jurassic, South-Eastern Crimea). Different types of patch reefs of the reef lagoon and their morphological features are considered. It is shown that the difference in types of buildings can be caused by different species of reef-building organisms.

В юго-восточной части Горного Крыма известны рифовые тела оксфордского возраста, которые являются частью крупной рифовой системы, входящей в пояс позднелюрских рифов северной окраины океана Тетис в его Средиземноморской области [1, 2]. В разных частях разреза судакской свиты (верхний келловей – нижний оксфорд), обнаженной в окрестностях Судакской бухты, представлены органогенные постройки разной морфологии – биогермы, биостромы и рифовые массивы, уникальные по своей обнаженности, полноте и разнообразию рифовых фаций [3].

Органогенные постройки судакской свиты (биогермы и биостромы) встречаются в разных по литологическому составу отложениях. Их форма, строение, а также состав организмов-каркасостроителей в значительной степени определяются преобладанием терригенного или карбонатного осадконакопления. При изучении разрезов на южном склоне горы Перчем и на отрогах горы, Сыхт-Лар [4] проведена типизация органогенных построек, а также палеоэкологическая интерпретация различных фациальных зон.

Изученная часть судакской свиты сформировалась в тылу цепочки барьерных рифов в мелководной лагуне со значительным привносом терригенного (глинисто-алевритового) материала. Преодолеть усиленный терригенный снос здесь удавалось ветвистым и массивно-ветвистым (рамоznым) колониям кораллов с пористым скелетом, например, представителям подотряда *Microsolenina*. В поле распространения предполагаемой зарифовой лагуны раз-

виты различные по морфологии, архитектуре и составу организмов-рифообразователей тела, среди которых наиболее разнообразны патч-риффы.

Патч-риффы зарифовой лагуны образованы ветвистыми (дендроидными, фацелоидными, рамоznыми и массивными (тамнастероидными) колониями и псевдоколониями склерактиний с участием тонких (до 3 мм) микробально-водорослевых образований, инкрустирующих поверхность полипняков. Терригенно-карбонатный материал (известковые глины, глинистые песчаники) заполняет все промежутки между постройками и отдельными ветвями колоний кораллов. К постройкам примыкают глинистые детритовые известняки (рудстоуны), содержащие обломки кораллов и другой фауны (обломочные шлейфы построек). Высота как биогермов, так и биостромов не превышает 6 м. Ширина выходов биостромов достигает в отдельных случаях 30 м.

Распространенным типом патч-риффов является разновидность органогенных построек, образованная в центральной части рамоznыми или ветвистыми колониями с вертикально стоящими или наклонными в определенном направлении «ветвями» (представители родов *Dendrea*, *Thamnasteria*, *Thecosmilia*, *Calamophylliopsis*, *Latiphyllia*) (см. рисунок, А). Длина отдельных ветвей колонии внутри таких построек может достигать 1,5 м и более при относительно постоянном диаметре ветвей до 3 см (например, у рамоznых *Dendrea*) (рисунок, В). В краевых частях построек этого типа, в более глинистых частях разреза преобладают уплощенные тамнастероидные формы коло-

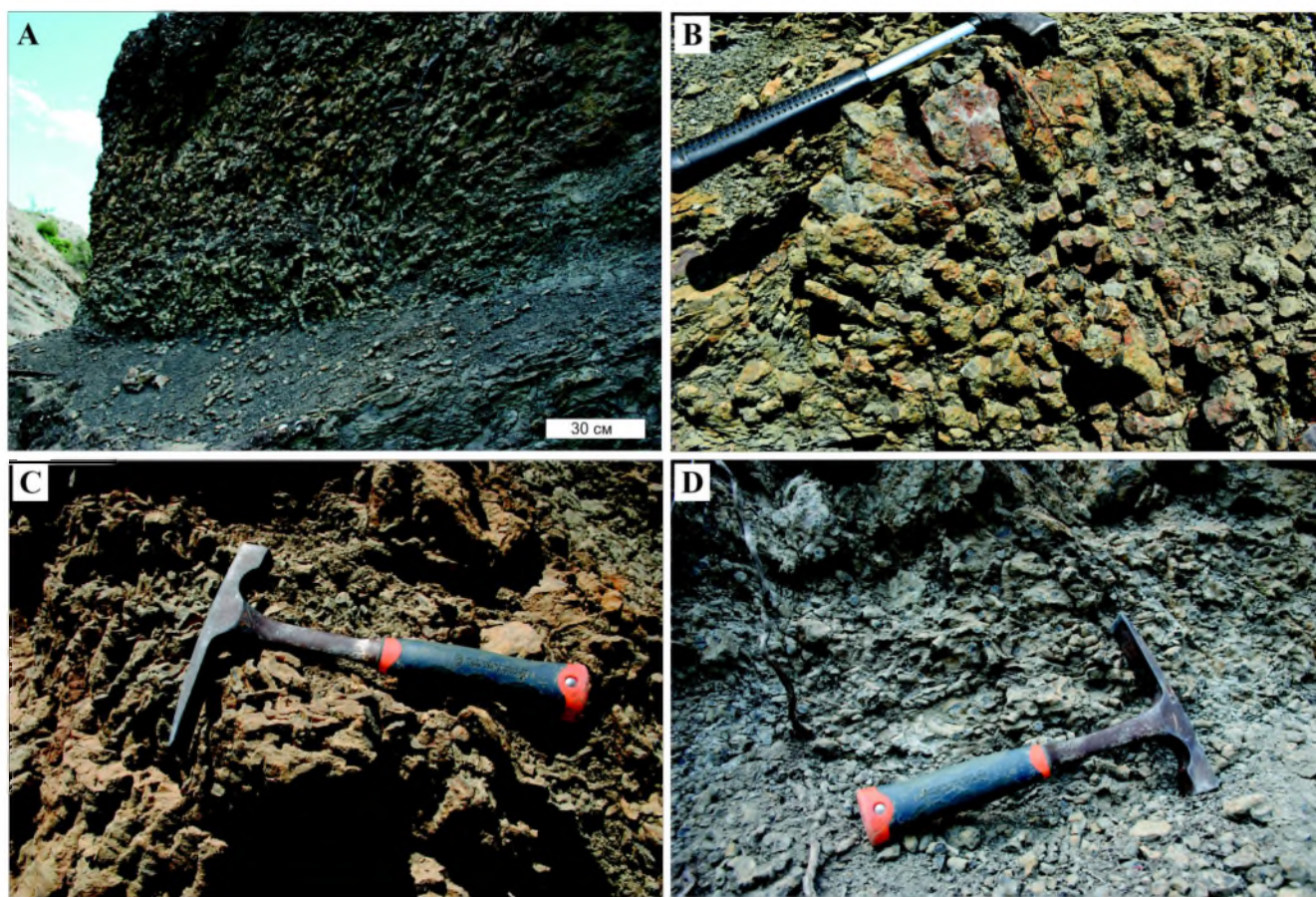


Рисунок. Патч-риффы в терригенной части разреза судакской свиты, южные отроги г. Перчем.

А – общий вид постройки, образованной рамоznыми колониями *Dendrea*; В – рамоznые формы рифообразующих кораллов в центральной части постройки; С – уплощенные колонии кораллов в периферической части постройки; D – тонковетвистые дендроидные формы кораллов в постройке

ний (например, *Thamnasteria* и различные виды подотряда *Microsolenina*), размером от первых сантиметров до 1 м в поперечнике и толщиной от 2–3 мм до 10 см (рисунок, С). Биогермы, сложенные массивными колониями обычно имеют разнообразный состав основных каркасообразователей; постройки, образованные ветвистыми кораллами, как правило, монотаксонные.

Постройки подобного типа описаны в многочисленных публикациях, посвящённых юрским и раннемеловым рифам Западной Европы и Туркмении [5, 6, 7, 8, 9]. Преобладающие здесь кораллы-рифостроители (несколько видов родов *Dendroarea* и *Thecosmilia*) характерны для экзонны *Dendroarea*, выделяемой некоторыми исследователями [7, 8] в диапазоне палеоглубин 20–30 м на идеализированном профиле ископаемого оксфордского рифа. Колониальные формы оппортунистических родов *Microsolena* и *Thamnasteria*, развивавшиеся в периферических частях построек, были приспособлены к существованию в более широком спектре условий и могли значительно менять морфологию колоний в зависимости от внешних факторов. Для кораллов этих родов характерна наибольшая пластичность жизненных форм. Так, по-видимому, из-за недостатка освещения в наиболее глубоких частях рифового бассейна они формировали колонии пластинчатой формы, максимально обращенные к источнику света [4].

Значительно реже в судакской свите встречаются небольшие (до 2 м в поперечнике, до 2 м в высоту) органогенные постройки, образованные преимущественно фацеллоидными (сноповидными) и дендроидными ветвистыми колониальными кораллами (рисунок, D) с участием рамозных форм. Основной морфологической особенностью коралловых полипняков здесь являлись относительно тонкие ветви (диаметр до 1 см) и пористое строение скелета. В органогенных телах подобного типа преобладают представители родов *Thamnasteria*, *Calamophylliopsis*, *Thecosmilia*, *Goniocora*. Наиболее высокие рамозные колонии создавались *Thamnasteria approximata*, которые, по-видимому, росли с наибольшей скоростью. Предположительно сравнимыми по скорости роста с ними были пористые фацеллоидные колонии *Calamophylliopsis*. С меньшей скоростью росли дендроидные и фацеллоидные с компактным скелетом *Thecosmilia*, *Goniocora*, которые обычно образовывали отдельные, часто довольно крупные ветвистые колонии. Захоронение хрупких ветвистых (дендро-

идных, фацеллоидных и рамозных) колоний в прижизненном положении является показателем низкой энергии воды.

Схожие по морфологии и родовому составу рифостроителей постройки описаны из мелководных карбонатных фаций оксфордских отложений Северной Германии [9]. Отмечается, что подобные коралловые постройки формировались в мелководных лагунных отложениях с редким, эпизодическим, влиянием волновой активности.

Литература

1. Михайлова М.В. Строение и условия образования оксфордских биогермов в районе г. Судака // Известия высш. уч. заведений, Геология и разведка. 1959. № 5. С. 52–60.
2. Kiessling W., Flügel E., Golonka J. Paleoreef maps: Evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs. AAPG Bull. 1999. 83. P. 1552–1587.
3. Geister J., Lathuilliere B., Yudin S. Late Jurassic coral reefs and their paleo-relief at Sudak (South coast of Crimea Peninsula, Ukraine) // X Intern. Congr. on Fossil Cnidaria and Porifera. Abstracts. 2007. p. 38.
4. Шустиков К.А. Склерактинии судакской свиты (средняя-верхняя юра, Юго-Восточный Крым) // Геология в развивающемся мире: сб. научн. трудов. Пермь, 2021. С. 126–129.
5. Бугрова И.Ю. Применение методов биофациального анализа для восстановления среды обитания древних Cnidaria / Стратиграфические и фациальные методы изучения фанерозоя. Под ред. В.А. Прозоровского. СПб, 2000. Стр. 47–55. (Учёные записки кафедры исторической геологии. Вып.1.)
6. Helm, C., Schylke, I. Patch reef development in the florigemma-Bank Member (Oxfordian) from the Deister Mts (NW Germany): a type example for Late Jurassic coral thrombolite thickets // Facies. 2006. V. 52. Pp. 441–467.
7. Lathuilliere, B., Gaillard, C., Habrant, N. et al. Coral zonation of an Oxfordian reef tract in the northern French Jura // Facies. 2005. V. 50. Pp. 545–559.
8. Lathuilliere, B., Carpentier, C., Huault, V. et al. New biological zonation of a late Jurassic coral reef complex (Lorraine, France) // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2021. V. 110. Pp. 2203–2220.
9. Olivier, N., Lathuilliere, B., Thiry-Bastien, P. Growth models of Bajocian coral-microbialite reefs of Chargey-lès-Port (eastern France): palaeoenvironmental interpretations // Facies. 2006. V. 52. Pp. 113–127.



Секция
БАКТЕРИАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

- Бактериальный литогенез в аутигенном минералообразовании
- Роль газофлюидов в формировании придонных карбонатных построек
- Микробиалиты и бактериальные постройки

БАКТЕРИАЛЬНО ИНДУЦИРОВАННАЯ КАЛЬЦИТОВАЯ И ДОЛОМИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРБОНАТНЫХ КОРОК, ООИДОВ И МИКРОСФЕРОЛИТОВ)

А.И. Антошкина¹, Л.В. Леонова², Ю.С. Симакова¹

BACTERIAL-INDUCED CALCITE AND DOLOMITE MINERALIZATION (CARBONATE CRUSTS, OOIDS AND MICROSPHERULITES AS EXAMPLES)

A.I. Antoshkina¹, L.V. Leonova², Yu.S. Simakova¹

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

The investigating results of the formation conditions of crystalline calcite crusts in ooids, microspherulites and bioherms are presented. Organic matter in authigenic crystals of calcite and dolomite of these objects is presented by unstructured initial organic matter. It was found that amorphous calcium carbonate nuclei appeared on the surface of mineralized biofilm. Fossilized biofilms and glycocalyx in addition to bacterially induced calcite crystals include authigenic crystals of framboidal pyrite, halite, barite, kutnogorite, aragonite, Mg-calcite and Ca-dolomite.

Бактериально индуцированная аутигенная минерализация происходит посредством энергии метаболической активности бактерий в определенных условиях среды. Например, сульфатредуцирующие бактерии играют важную роль в образовании сульфидных минералов, так как они восстанавливают сульфат до сульфида в анаэробных условиях, который затем реагирует с ионами металлов. Бактерии выделяют внеклеточные полимерные вещества (EPS), которые действуют как центры зародышеобразования для образования минералов, притягивая за счет отрицательного заряда живой биопленки и связывая различные ионы, создавая благоприятные условия для их формирования. Матрица EPS часто захватывает ионы и обеспечивает каркас, облегчая образование минералов. Некоторые минералы образуются в особых условиях окружающей среды, созданных бактериальной активностью. Например, цианобактерии повышают pH своей среды посредством фотосинтеза, что приводит к осаждению карбоната кальция. Эти процессы обычно встречаются в строматолитовых системах, которые представляют собой слоистые органо-минеральные структуры, образованные путем улавливания и связывания частиц осадка микробными матами [3]. Известна большая группа бактерий, активно изменяющих pH среды до 8.5–9, катализируя, таким образом, процесс кальцитообразования [5].

Наши исследования были направлены на доказательство бактериальной активности в формировании разнообразных по генезису аутигенных доломит-кальцитовых корок, которые до настоящего времени многими исследователями принимаются за хемогенные образования.

Объектами являлись карбонатные корки на мшанковых биогермах, кальцитовые микросферолиты в межбиогермных фациях и оолитовые песчаники в нижнемэотических отложениях в разрезах бухт мыса Казантип (Керченский п-ов). Использовался комплекс методов: карбонатный химический анализ, газовая хроматография, рамановская спектроскопия, электронная микроскопия с ЭДС анализатором, ЭПР, ИК-спектроскопия, изотопия карбонатного и органического углерода в ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

Карбонатные корки. В разрезах бухт Шарабай и Широкая мшанковые биогермные тела мощностью 80–120 см

облекаются разноцветными (от светло-серого, пестрого, до черного) бугристо-слоистыми плотными карбонатными корками мощностью от 0.5 до 3 см. Ранее их принимали за строматолитовые образования [1]. Проведенные исследования комплексом современных методов показали, что карбонатные корки включают битум, аутигенные минералы — фрамбоидальный пирит, стронцианит, галит, барит, целестин, кутногорит и оксидно-Mn минералы, Mg-кальцит, кальцит, арагонит, а в минерализованных биопленках микроэлементы Fe, Mg, Si, K, Na, Cl, Ba, S, Ni, Co. В бухте Кунушкой выявлена группа шаровидных мшанковых биогермов диаметром более 2 м, покрытых карбонатной коркой микробного генезиса массивного сложения с отчетливо различающимися по структуре и строению слоями четырех типов. *К-1 тип* — плёночные корки карбонатных образований светлой окраски, непосредственно покрывавшие мшанковые биогермы. *К-2 тип* — корки, сложенные в основании микростроматолитовыми бактериолитами и завершающиеся тонким слоем из мелких куполообразных форм. *К-3 тип* — массивная (до 7 см) корка из слоев минерализованного микробного мата, который в верхней части имеет фестончатую структуру, присущую микростроматолитам и пластовым строматолитам. *К-4 тип* — тонкие корочки охристо-рыжего цвета, сформировавшиеся, вероятно, на завершающей стадии формирования биогермов, так как встречены локально только в их верхней части. Образование корки возможно связано с выбросом на дно, где уже сформировались микробно-мшанковые биогермы, грязевулканического субстрата. Признаками этого являются обнаруженные цирконы с хорошей огранкой и ильмениты вместе с многочисленными остатками диатомовых водорослей.

Кальцит-доломитовые оолиты. Изучались оолиты из глинисто-песчаных слоев в сульфатно-карбонатно-глинистой толще. Выявлено, что оолитовые песчаники имеют наиболее изотопно-тяжелые значения карбонатного углерода (2.74–5.40 ‰) среди вмещающих пород, что может свидетельствовать о повышенной микробной продуктивности соленых вод. Согласно данным рентгенофазового анализа, присутствие гипса в ядрах оолитов и в качестве цемента в оолитовых песчаниках свидетельствуют, что огипсование осадков происходило на стадии формирова-

ния оолитов. Этот процесс при значительном падении уровня моря мог быть связан с участием сульфат-ионов метеорных вод при выходе осадков в зону метеорно-вадозных обстановок, а оолиты, вероятнее всего, формировались в соленых водах прибрежной крайне мелководной лагуны. Биоминералы гетита, гематита и пирита в корках и ядрах оолитов отражают участие сульфат- и железорeducирующих бактерий в восстановительных обстановках с проявлением локальных придонных газофлюидных высачиваний. Это подтверждает присутствие в оолитах минерализованного внеклеточного полимерного вещества (ЭПС), бактериально индуцированных галита, барита и бактериоморф высоко-Mn кутногорита из группы доломита. Из карбонатных минералов в оолитовых корках характерны кристаллы низко- и высоко-Mg кальцитов и микрокристаллы Са-доломитов. Первично-осадочный генезис микрокристаллов доломита подтверждается значениями межплоскостного расстояния d_{104} от 2.899 Å до 2.907 Å присущего первичным доломитам.

Микросферолиты кальцита. Участки пелитоморфного матрикса являются важным компонентом мелкообломочных брекчий в межбиогермных зонах комплекса биогермных карбонатов. В пелитоморфном матриксе присутствуют микробиальные сгустки разных форм и нитчатые формы остатков цианобактерий (?), разрозненные микросферолиты кальцита (до 0.01 мм) и их кластеры (от 0.7 до 1.4 мм). В микросферолитах развиты фоссилизированные биопленки, фрамбоидальные пириты, галит, барит, целестин, Са-доломит, кальцит и Mg-кальцит. ОВ в кальците микросферолитов представлено неструктурированной первичной органикой. На кристаллах Mg-кальцита в микросферолитах и в матриксе можно видеть кокковые и трубчатые бактериоморфы. Скопления кристаллов пирита и галита в биопленке характеризуются примесными элементами Si, Cl, Na, Mg, Fe, Al, реже Ti. Кальцит микросферолитов из низко-Mg и высоко-Mg кальцитов, вплоть до доломита включает элементы-примеси Sr, Mg, S, Fe. Аутигенные кристаллы барита и целестина образуют скопления в пелитоморфном матриксе. Изотопный состав $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ показал вариации от значений нормально-морских вод, что говорит о колебании солености и продуктивности вод.

Современные подводные грязевые вулканы выделяют флюиды, насыщенные солями хлора и натрия. При газофлюидном высачивании в морях и океанах этот процесс вызывает пересыщение и выпадение кристаллов хлоридов [4]. Присутствие галита служит своеобразным маркером и указывает на высокие концентрации ионов Na^+ и Cl^- во время формирования изучаемых карбонатных объектов. Присутствие хлоридов в карбонатах в виде твердых растворов с образованием аутигенных минералов говорит о дополнительной хлоридной составляющей [1]. Барит встречается в отложениях пригидротермально-осадочного генезиса, маркируя зоны разгрузки газофлюидных высачиваний [2]. Аутигенные минералы мыса Казантип, такие как фрамбоидальный пирит, барит, целестин и стронцианит являются свидетельством газофлюидного высачивания, которое поставило в придонный слой осадка хлориды и ионы Ba, Sr, Fe и активного участия в процессах раннедиагенетического минералообразования сульфатре-

дуцирующих бактерий. Кальцитовые микросферолиты, формирующие кластеры в микробных матах современного соленого озера [6], показывают морфологическое сходство с низшемэотическими микросферолитами кальцита.

Таким образом, исследования доломит-кальцитовой аутигенной минерализации в изучаемых объектах показали, что катализатором активности микроорганизмов, повышения солености вод и аутигенного минералообразования в виде кальцитовых микросферолитов, кальцит-доломитовых корок на мшанковых биогермах и оолитовых корок, а также сульфидов и сульфатов являлись не только энергия мезотрофной активности микробных сообществ, но и газофлюидные высачивания. Осадок, колонизированный микробным сообществом или микробным матом в зоне разгрузки газофлюидного высачивания, превращался в закрытую динамичную экосистему физических, химических и биологических процессов. В эту систему дополнительно встраивались бактерии и микроэлементы, связанные со спецификой газофлюидных высачиваний. А окислительная среда микробной компонентой и их метаболиты служили катализатором и матрицей для аутигенной кальцит-доломитовой минерализации. Такая специфическая придонная обстановка была связана с проявлением зон разгрузки газофлюидных высачиваний по разломам или грифонам грязевого вулкана Казантип во время активной фазы неогенового орогенеза Керченско-Таманской области.

Авторы благодарят коллектив природного заповедника «Казантипский» за поддержку и помощь в проведении исследований и специалистов ЦКП «Геонаука».

Работа проводилась в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9) и Соглашения между ФГБУН ИГГ УрО РАН и ФБГУ «Объединенная дирекция ООПТ «Заповедный Крым».

Литература

1. Антошкина А. И., Леонова Л. В., Симакова Ю. С. Нижнемэотические мшанковые биогермы мыса Казантип, Крым: новая концепция палеоэкологической обстановки их природы // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 6. С. 597–624.
2. Деркачев А. Н., Николаева Н. А., Баранов Б. В. и др. Проявление карбонатно-баритовой минерализации в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 432–443.
3. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Научные редакторы Розанов А. Ю., Ушатинская Г. Т. М.: ПИН РАН. 2011. 172 с.
4. Леин А. Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
5. Рябова А. С. Характеристика микробных сообществ карстовых пещер Южного Урала (Шульган-Таш, Киндерлинская, Аскинская) / Автореф. дисс. канд. биол. наук. Уфа: 2020, 24 с.
6. Mercedes-Martín R., Rao A., Rogerson M., Sánchez-Romón M. Effects of salinity, organic acids and alkalinity on the growth of calcite spherulites: Implications for evaporitic lacustrine sedimentation // Depos. Rec. 2021. P. 1–22. DOI: 10.1002/dep2.136



АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (НА ПРИМЕРЕ ПОГРАНИЧНЫХ РАЗРЕЗОВ ЮРЫ-МЕЛА АРХ. ШПИЦБЕРГЕН)

К.Ю. Васильева¹, М.А. Рогов², В.Б. Ершова^{1,2}, К.Ю. Михайлова¹, В.А. Захаров²

AUTHIGENIC CARBONATE MINERALS AS A PROXY OF CLIMATIC CHANGES (J/K DEPOSITS OF THE ARCH. SPITSBERGEN)

K.Yu.Vasileva¹, M.A. Rogov², V.B. Ershova^{1,2}, K.Yu. Mikhailova¹, V.A. Zakharov²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

We describe authigenic carbonates in the terrigenous rocks of the Western Spitsbergen and its relationship with climate fluctuations in the Arctic region near the Jurassic – Cretaceous boundary. Seep-related carbonates correspond to warm climate, while glendonites are dedicated to cold stages; we also carried out comparison of the distribution of authigenic carbonates in sections of the Western Spitsbergen, the Yenisey – Khatanga regional depression, Arctic Canada, the Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya and Franz Josef Land Archipelagoes.

Аутигенное карбонатообразование в терригенных толщах может быть приурочено к различным этапам развития отложений (седиментация, диа- и катагенез); на ранних этапах образования породы — этапе седиментации и диагенеза в глинистых, алевритовых и песчаных отложениях могут появляться сиповые карбонатные тела или аутигенный икаит (кристаллизуется при околонулевых температурах придонной воды), который при замещении кальцитом превращается в псевдоморфозу — глендонит. Образования сиповых карбонатов и икаита связано с деятельностью бактерий, которые способны усваивать органическое вещество и метан в ходе метаболических клеточных реакций, окисляя эти вещества до углекислого газа и воды, при этом избыток углекислого газа при повышенном pH способен соединяться с ионами кальция и магния, способствуя кристаллизации карбонатных минералов различного состава [5].

Тела сиповых карбонатов и псевдоморфозы по аутигенному икаиту — глендониты — встречаются в разрезах пограничных отложений юры - мела Западного Шпицбергена, но на разных стратиграфических уровнях (см. рисунок). Характеристики отдельно глендонитов и сиповых тел обсуждались во многих публикациях [2, 8], но их взаимосвязь является дискуссионной [7]. Поэтому изучение совместного распространения глендонитов и сиповых карбонатов в одних и тех же разрезах может помочь разобраться в факторах, способствующих осаждению карбонатов разного типа. Такие данные мы получили в ходе полевых исследований на нескольких разрезах западного Шпицбергена в 2018–2019 гг., когда был отобран представительный материал для стратиграфических исследований, изучения сиповых тел и глендонитов. Материалом для литологического и изотопно-геохимического исследования аутигенного карбонатообразования послужили описания обнажений, построенные литологические колонки, 45 образцов глендонитов и 11 образцов сиповых карбонатных тел. Для этих исследований были проведены рентгенодифракционные, петрографические, катодоллюминесцентные и изотопно-геохимические исследования.

Исследования, проведенные для разрезов пограничных отложений юры—мела Западного Шпицбергена показали, что сиповые карбонатные тела встречаются в отло-

жениях кимериджского, верхней части волжского и рязанского ярусов, в то время как глендониты отмечены в кимериджских отложениях между уровнями с сиповыми телами, в отложениях валанжинского, готеривского ярусов и среднем апте—нижнем альбе. Таким образом, глендониты и сиповые карбонаты появляются в разрезах асинхронно: наиболее часто сиповые карбонаты присутствуют в верхневолжском подъярусе, где глендониты не встречаются, в то же время глендониты распространены в отложениях валанжина—апте и альба, в которых не известны сиповые тела. В породах кимериджского возраста встречаются и сиповые постройки и глендониты, однако на разных стратиграфических уровнях.

Петрографические и катодоллюминесцентные исследования показали, что сиповые карбонаты сложены кальцитом, микрокристаллическим доломитом, радиаксиальным кальцитом (возможно, он развился по арагониту), присутствуют обломочные зерна кварца тонкого песчаного и алевритового размера; многочисленные трещины заполнены поздним сидеритом, доломитом и кальцитом. $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных образцах варьирует от -20.5 до -11.2 ‰ V-PDB, в двух образцах опускается до значений, характерных для сиповых карбонатов (-33.3...-31.7 ‰ V-PDB); значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -14.1 до -4.9 ‰ V-PDB. Для глендонитов минералогические исследования показали, что они

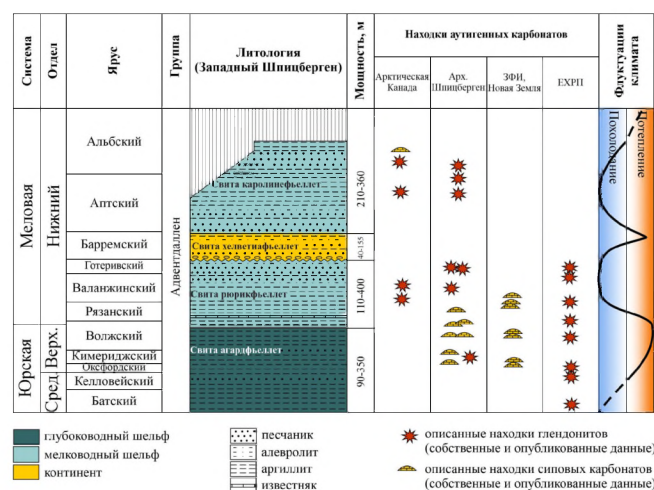


Рисунок. Пограничные разрезы юры-мела арх. Шпицберген

сложены только кальцитом; $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -23.7 до -7.0 ‰ V-PDB, в то время как $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -14.8 до -2.8 ‰ V-PDB. Таким образом, по минеральному составу сиповые карбонаты оказались более разнообразными, хотя по изотопному составу эти два типа аутигенных минералообразования близки друг к другу и показывают близкий тренд обратной зависимости изотопных соотношений кислорода и углерода.

Палеоклиматические исследования показали, что Арктический регион в мезозое характеризовался умеренным климатом, хотя постоянный ледяной покров, видимо, отсутствовал [11]. В среднеюрское время (с байосского до келловейского яруса) отмечается значительное похолодание, и к данному этапу приурочены многочисленные находки глендонитов в Сибири и на Дальнем Востоке [6]. С оксфордского до волжского ярусов регион испытывал постепенное потепление; в отложениях этих ярусов появляются сиповые тела, описанные нами в разрезах Западного Шпицбергена. Стоит отметить, что сиповые карбонаты описаны в волжских и валанжинских отложениях в отторженцах на арх. Новая Земля [3], в барреме восточной Гренландии [1], валанжине и альбе Арктической Канады [9]. В коллекции авторов имеется несколько образцов сиповых карбонатов из кимериджа Земли Франца-Иосифа, а также валунов с окаменелостями кимериджского, рязанского и валанжинского возраста с Северной Земли. Таким образом, к концу юрского времени в Арктическом регионе отмечается широко проявленное образование метановых сипов и аутигенных карбонатных построек вокруг этих тел, и появление метановых сипов может быть обусловлено дизоксидно-аноксидным событием SDAE (shelf dysoxic-anoxic event [6]), которое привело к широкому распространению в Северном полушарии «черных сланцев», богатых органическим веществом (ОВ). Частично ОВ перерабатывалось в метан, частично окислялось вместе с биогенным метаном в анаэробной среде, при этом высвобождался карбонат ион, который при соединении с катионами металлов формировал карбонатные минералы. В условиях низкого количества кислорода экологические ниши морских бассейнов занимали организмы, устойчивые к недостатку кислорода — двусторчатые моллюски, брахиоподы, иглокожие. Привнос энергии и питательных веществ вокруг метанового сипа позволял развиваться этим группам организмов и образовывать сообщества; таким образом, в связи с метановым сипом формировалась карбонатная фабрика М-типа.

Так как метан-редукция и сульфатредукция зависят от температуры, при общем похолодании и обмелении бассейна в конце рязанского — начале готеривского времени произошли с одной стороны насыщение морской воды кислородом и сокращение поступления в осадок органического вещества, а с другой — снижение придонных температур и интенсивности реакций сульфат-редукции и метан-редукции, и сиповые карбонаты из разрезов нижнего мела Западного Шпицбергена в это время исчезли. Тем не менее, в присутствии небольшого количества разлагающегося органического вещества происходило локальное образова-

ние икаита и его замещение на кальцит с образованием глендонита. Если сравнивать аутигенное осадконакопление в пределах Западного Шпицбергена и всего Арктического региона, то оказывается, что изменение придонных температур бассейнов осадконакопления в Арктическом регионе происходило неравномерно, некоторую роль играли глубина бассейна и близость к полюсу. Тем не менее, уже к концу рязанского времени в разрезах Енисей-Хатангского прогиба и северно-восточной окраины Сибирской платформы, а в валанжине они также появляются в Арктической Канаде [9]. Глендониты появляются в конце рязанского времени и южнее, в разрезе наиболее глубоких частей Фроловской мегавпадины [10], а в апте их находки известны из северных районов Западной Сибири.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 24-27-00415 (<https://rscf.ru/project/24-27-00415/>).

Литература

1. Bang E., Nakrem H.A., Little C.T.S. et al. Palynology of Early Cretaceous (Barremian to Aptian) hydrocarbon (methane) seep carbonates and associated mudstones, Wollaston Forland, Northeast Greenland // *Acta Palaeobotanica*. 2022, 62, p. 11–23.
2. Hammer Ш., Nakrem H.A., Little C.T.S. et al. Hydrocarbon seeps from close to the Jurassic–Cretaceous boundary, Svalbard // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2015. V. 306. P. 15–26.
3. Hryniewicz, K., Hagström, J., Hammer, Ø., et al. Late Jurassic–Early Cretaceous hydrocarbon seep boulders from Novaya Zemlya and their faunas // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2015. V. 436. p. 231–244.
4. Mikhailova, K., Rogov, M., Ershova, V., et al. Middle Jurassic–Lower Cretaceous glendonites from the eastern Barents Shelf as a tool for paleoenvironmental and paleoclimatic reconstructions // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2021. V. 579. 110600.
5. Peckmann J., Thiel V. Carbon cycling at ancient methane-seeps // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 443–467.
6. Rogov M., Ershova V., Gaina C. et al. Glendonites throughout the Phanerozoic // *Earth-Science Reviews*. 2023. V. 241. 104430.
7. Teichert B.M.A., Luppold F.W. Glendonites from an Early Jurassic methane seep – Climate or methane indicators? // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2013. V. 390. P. 81–93.
8. Vickers M., Watkinson M., Price G.D., Jerrett R. An improved model for the ikaite-glendonite transformation: evidence from the Lower Cretaceous of Spitsbergen, Svalbard // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 2018. V. 98(1). P. 1–15.
9. Willisroft, K., Grasby, S.E., Beauchamp, B. et al. Extensive Early Cretaceous (Albian) methane seepage on Ellef Ringnes Island, Canadian High Arctic // *Geological Society of America Bulletin*. 2017. V. 129. P. 788–805.
10. Васильева К.Ю., Рогов М.А., Панченко И.В. и др. Первые находки глендонитов в верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свите (Западная Сибирь, Фроловская мегавпадина) и их палеогеографическое значение // *Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология*. 2024. №6. С. 42–50.
11. Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2013. Т. 27. № 4. С. 13–39.



ЛИТИФИКАЦИЯ РЫХЛЫХ БИОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ НА СРЕДИННОМ АТЛАНТИЧЕСКОМ ХРЕБТЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ

И. Г. Добрецова

LITIFICATION OF INCOHERENT BIOGENIC CARBONATE SEDIMENTS ON THE MIDDLE ATLANTIC RIDGE AS A RESULT OF DEGASSING PROCESSES

I.G. Dobretsova

Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

On the cruises of the R/V Professor Logachev, within the Russian exploration area on the Mid-Atlantic Ridge, for the period from 2003 to 2024, during video observations of the bottom surface and sediments in their immediate occurrence on the bottom, lithified (sintered) sediments were identified and raised. They were lifted using a dredge, a box sampler and a television grab. The study of the obtained video materials made it possible to identify the relationship between lithification of sediments and degassing processes.

Полярная морская геологоразведочная экспедиция уже несколько десятилетий ведёт исследования дна на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) и поиск глубоководных полиметаллических сульфидов. С 2012 года работы проводятся в пределах Российского Разведочного Района (РРР), в координатах от 20° с.ш. до 13° с.ш.. Этот район равноудалён от материковых склонов и сюда не доходит снос осадков с континентов. Здесь накапливаются пелагические осадки, сложенные кокколито-фораминиферовыми (реже птероподовыми) рыхлыми илами карбонатного состава, имеющими возраст голоцен — поздний плейстоцен. Ненарушенные фоновые осадки имеют бежевый цвет и однородную поверхность.

Литификация осадков в результате процессов дегазации при видеонаблюдении дна хорошо выявляется по ряду признаков, например, по изменению их консистенции, структуры и цвета. Кроме того, в результате дегазации в осадках образуются полые каналы диаметром от первых сантиметров до первых десятков сантиметров и трещины протяжённостью от первых десятков сантиметров до сотен метров. Каналы дегазации в карбонатных осадках по форме аналогичны карстовым воронкам в известняках на континенте, уступая последним лишь в размерах [2]. Это наводит на мысль об образовании карстовых воронок в процессе дегазации. В.Н. Ларин описывает образование карстовой полости в результате пропитки известняковой толщи восходящим водородным потоком, прямо на глазах. Особенно отчётливо литификация и спекание осадков проявлены в зонах развития молодого вулканизма. В трещинах среди осадков часто обнажаются раздробленные подстилающие базальты с литифицированными осадками на поверхности обломков (рис. 1).

Каналы дегазации среди осадков могут иметь воронкообразную форму и форму цилиндра, в любом случае их стенки сложены литифицированными осадками, которые иногда могут выступать на несколько сантиметров над дном, или наоборот, образовывать структуру «блюдца» вокруг полого канала. На рудном поле Коралловое вблизи одного из таких каналов была зафиксирована с помощью гидрофизического зонда аномалия метана, превышающая фоновые показатели в 6.5 раз. Небольшие трещины в подстилающих базальтах, по которым происходит дегазация, не всегда видны на поверхности дна, перекрытой

осадками. В таком случае, появление литифицированных осадков среди фоновых, часто указывает на наличие трещины дегазации в подстилающих породах.

В результате процессов дегазации на дне могут появляться и довольно крупные изометричные холмы диаметром от 1 до первых сотен метров, сложенные раздробленными базальтами с литифицированными осадками на поверхности базальтовых обломков. Фактически эти холмы являются буграми пучения, образованными в результате глубинной дегазации. Кроме того, у подножья таких холмов-бугров пучения отмечаются ореолы изменённых, литифицированных осадков.

Литифицированные осадки были подняты на борт НИС «Профессор Логачёв» со всех 14 рудных полей, открытых Полярной морской геологоразведочной экспедицией в пределах РРР САХ. Обычно они не очень плотные и их можно раскрошить руками. Реже отмечаются литификаты, имеющие плотность известняков. Литификация карбонатных осадков часто сопровождается пропиткой их минералами марганца и гидроксидами железа по микроканалам (рис. 2).

В пределах рудных тел литифицированные осадки могут образовываться в зоне их контакта с сульфидами, отложившимися из гидротермальных флюидов непосредственно в толще рыхлых биогенных осадков. На рудных полях, связанных с выходом ультраосновных пород на

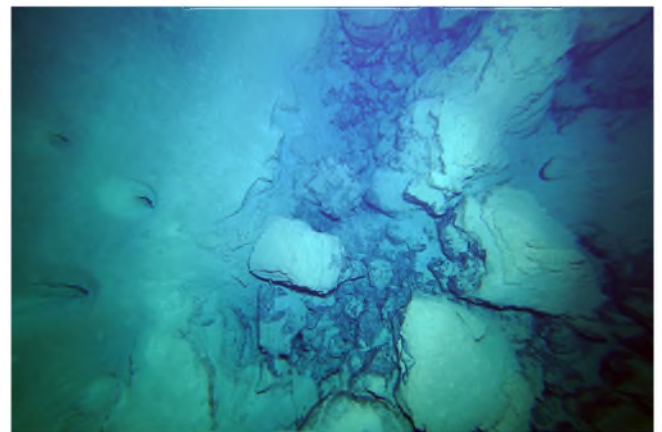


Рис. 1. Трещина и каналы дегазации среди осадков. Базальты с литифицированными осадками на поверхности. Кальдера вулкана Пюи де Фоль

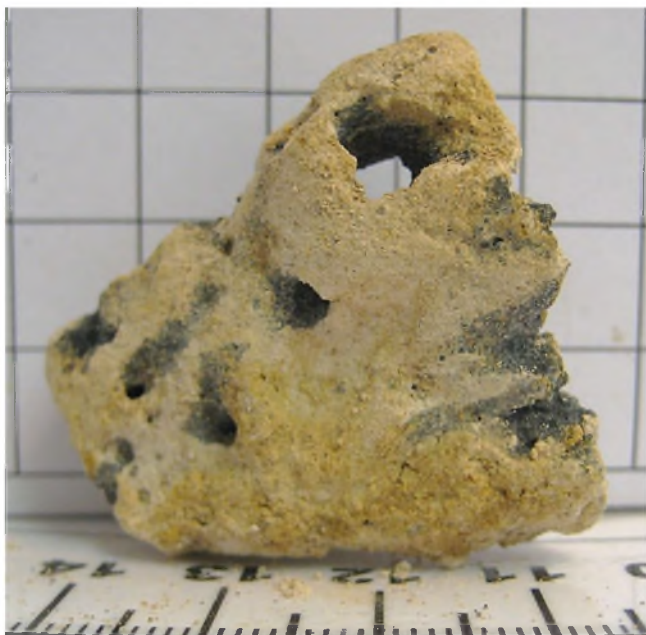


Рис. 2. Литифицированный биогенный карбонатный осадок, с каналами, стенки которых инкрустированы железомарганцевыми минералами. Станция драгирования 36л037

поверхность дна, перекрытых рыхлыми биогенными карбонатными осадками, также отмечается литификация и спекание этих осадков над трещинами дегазации. Для проверки поведения рыхлых биогенных карбонатных осадков под воздействием высокой температуры и газа был проведён эксперимент. Поднятые со дна обводнённые рыхлые биогенные карбонатные осадки поместили в жестяную банку из-под сгущённого молока, плотно уложив до самого верха, и в центральную часть поверхностного слоя осадков направили струю из газовой горелки сварочного аппарата, заправленного ацетиленом (C_2H_2) с температурой на выходе $1200^\circ C$. Эксперимент длился всего 4 минуты. За это время поверхностный слой углубился (осел) примерно на 1.5–2 см из-за испарившейся воды и бумажная этикетка на наружной стенке банки вокруг опустившегося слоя осадков сгорела, но ниже бумажная этикетка даже не побурела. Из данного эксперимента следует, что осадок имеет низкую теплопроводность. За 4 минуты осадок литифицировался, а в поверхностном слое спёкся

в плотную стекловатую массу мощностью менее 1 см. Внутри банки в осадке выросли радиально-лучистые кристаллы арагонита. Из поверхностного слоя осадка и из центральной части (по глубине) было отобрано полученное вещество на рентгенофазовый анализ, который показал, что из первичного карбонатного биогенного осадка в поверхностном слое образовались: кварц — 2%, кальцит — 69%, арагонит — 8%, гипс — 11%, магниезальный кальцит — 10% и аморфная фаза.

В более глубоких слоях карбонатного биогенного осадка образовались: кварц — 3%, кальцит — 77%, арагонит — 12%, гипс — 2%, магниезальный кальцит — 6% и аморфная фаза. Полученные результаты показывают, что в зоне непосредственного контакта осадка с газовой струей, гипса и магниезального кальцита образовалось больше, чем в более глубоком слое. На удалении от непосредственного контакта с высокотемпературной газовой струей новообразованного арагонита стало больше, чем в поверхностном слое.

Выводы: Литификация рыхлого биогенного карбонатного осадка на дне САХ происходит под воздействием температуры и пропитки его глубинными газами в местах проявления молодого вулканизма и/или выхода на поверхность дна ультраосновных пород. Кроме того, литификация осадка происходит в зоне контакта с сульфидами, отложившимися из гидротермальных растворов непосредственно в осадках.

В процессе дегазации на дне в осадках образуются каналы и трещины по форме аналогичные карстовым полосам, но уступающие им по размеру.

Возможно, при изучении минерального и химического состава литифицированных осадков, а также изотопов С и О можно получать информацию о составе газов и/или флюидов, принимавших участие в их литификации [1].

Литература

1. Дуб С.А., Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Петров О. Л. Изотопно-геохимические характеристики минерального заполнения палеополостей в верхнедевонских-нижнекаменноугольных известняках на восточном склоне Среднего Урала (окрестности с. Першино) // Вестник геонаук. 2022. №7(331). С. 32–44.
2. Кутырев Э.И., Михайлов Б. М., Ляхницкий Ю. С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 310 с.



СТРОМАТОЛИТЫ КАТАВСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА: НА ПОРОГЕ НОВОГО ЭТАПА ИССЛЕДОВАНИЙ

С.А. Дуб, М.Т. Крупенин

STROMATOLITES OF THE KATAVSKAYA FORMATION OF THE UPPER RIPHEAN OF THE SOUTHERN URALS: ON THE THRESHOLD OF A NEW STAGE OF RESEARCH

S.A. Dub, M.T. Krupenin

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

The stromatolitic limestones of the Neoproterozoic Katav Formation (Southern Urals) represent a single extended biostrome exposed by a number of quarries. The stromatolites are columnar branching subparallel (*Inzeria* morphotype). In the Annovka section within the strata with a thickness ~ 5.5 m were distinguished 10 intervals based on the change in orientation of the columns and the nature of sedimentary material between them. Complex studies of rocks, taking into account the epigenetic transformations, will allow to determine the main parameters of the sedimentary environment and their changes over time.

Катавская свита каратауской серии рифея Башкирско-го мегантиклинория (западный склон Южного Урала) в последнее время привлекает большое внимание исследователей в связи с возможностью получения палеомагнитных данных и проведения палеогеографических реконструкций (определения широты скорости миграции палеоконтинента Балтики в позднем рифее) на их основе [6, 12; и др.].

К катавской свите приурочена медно-рудная минерализация [13]. Кроме того, строматолитовые известняки этой свиты служат источником высокодекоративного облицовочного и поделочного камня, а тонкослоистые красноватые мергели используются в качестве плитняка. Первые из них именуются «лемезитами» [10, 11] (впрочем данное название иногда распространяют и на плитчатые мергели). К настоящему времени в Челябинской области известны Лемезинское и Анновское месторождения (участки) облицовочных строматолитовых известняков, а также несколько объектов в окрестностях п. Инзер Республики Башкортостан [1, 11]. Ведущаяся в последние десятилетия их разработка блочным способом открыла возможность детального изучения строматолитовых построек в разных пространственных направлениях. Однако, несмотря на «сверхпопулярность» лемезита, генезис этих образований (обстановки седиментации и факторы, определившие форму строматолитов) до сих пор остаётся во многом неясным.

Литостратиграфия. Катавская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена толщей массивных известняков со столбчатыми ветвящимися строматолитами и перекрывающими их плитчатыми терригенно-карбонатными отложениями (главным образом мергелями). Верхняя подсвита сложена преимущественно известняками со «струйчатой» текстурой [5, 7, 8]. Нижняя строматолитовая толща достигает ~50–60 м по мощности (в отдельных районах 20–30 м) и прослеживается практически во всех разрезах Инзерского синклиниория [7, 9]. В Алатауском антиклинории строматолитовые известняки в основании свиты имеют малую мощность или отсутствуют [4]. Предполагается, что данная толща представляет собой строматолитовый биостром, простирающийся на расстоянии до 60 км в субмеридиональном направлении [9]. Именно из неё И.Н. Крыловым впервые были описаны морфотипы строматолитов *Inzeria* (голотип – р. Инзер у пос. Ассы) и *Jurusania* (р. Юрюзань у с. Екатериновка) [2], при этом первый из них (составляющий основной

объём биострома), по-видимому, является одной из наиболее распространенных форм среди верхнерифейских/неопротерозойских строматолитов в целом [3, 14]. В этой связи изучение данных строматолитов с выявлением абиогенных и биогенных факторов, повлиявших на их морфологию, особенно актуально. Сохранность седиментогенных признаков обеспечивается нахождением разрезов в западной части БМА – в зоне с наименее проявленными эпигенетическими изменениями осадочных пород по сравнению с восточными разрезами мегантиклинория. Возраст катавской свиты был определен М.А. Гаррис К-Аг методом по глаукониту, присутствующему в виде примеси в плитчатых известняках, – 938 млн лет [9].

Краткая характеристика разреза. Летом 2024 г. нами был изучен небольшой (мощностью около 5,5 м) фрагмент разреза строматолитовой толщи нижнекатавской подсвиты в карьере Анновского месторождения (по данным геологоразведки мощность биострома здесь до 50 м). Залегание пород субгоризонтальное или с небольшим падением на юго-восток. Отдельность преимущественно совпадает с напластованием. Известняки массивные пестроцветные: от преобладающих красновато-серых, до бордовых, зеленовато- и голубовато-серых и серых; часто пятнистые; на выветрелой поверхности нередко коричневатой или жёлто-серые. Строматолиты столбчатые ветвящиеся субпараллельные, как субвертикальные, так и наклонные; по классификации М.Е. Раабен отнесены к гимносолеонидам. Столбики ребристые, диаметр варьирует от 2 до 9 см (преобладает 5–8 см). Один столбик может разделяться на два и более, ветвление незакономерное, отмечается на разных уровнях. Структура строматолитовых слоёв пелитоморфная, границы арок на свежем сколе, как правило, не видны. Отложения, окружающие столбики, изменчивы по составу в зависимости от содержания глинистого вещества и структуре; преобладание в них глинистого вещества придаёт породе контрастность. Характерны многочисленные стилолитовые швы, преимущественно послойные, часто подчёркивающие строматолитовые слоики.

По изменению литологических характеристик известняков в изученном фрагменте было выделено 10 интервалов. В качестве критериев для проведения границ интервалов выбраны ориентировка столбиков (субвертикальная vs наклонная) и характер преобладающего заполнения между ними (бурые микрозернистые карбонатно-глинистые отложения vs серый зернистый карбонатный

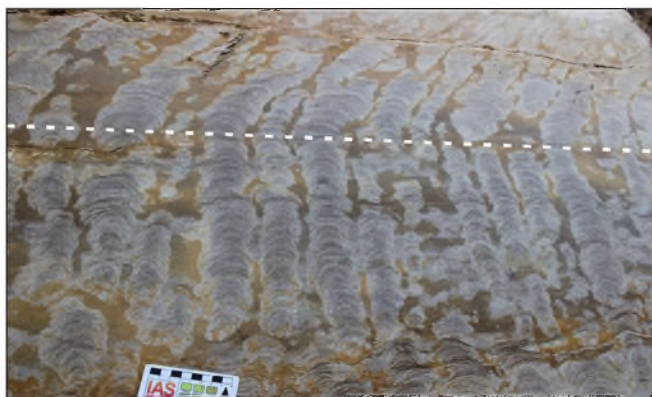


Рисунок. Слева – смена параллельных субвертикальных строматолитовых столбиков параллельными наклонными. Справа – чередование интервалов (внутри которых можно выделить самостоятельные «прослои») с преобладающим бурым карбонатно-глинистым и с доминирующим серым с красноватым/голубоватым оттенком (аналогичным по составу строматолитовым слоям) матриксом в

материал, сходный по составу с карбонатом столбиков) (рис.). Нами не зафиксировано какой-либо связи между ветвлением столбиков, а также изменением их наклона с одной стороны и сменой литологии окружающих их отложений – с другой, что предварительно не позволяет считать смену гидродинамического режима определяющим фактором (во всяком случае, он был не единственным).

На текущем этапе нам представляется, что дальнейшее (по результатам петрографического изучения включая диагностику микроструктур и ультрамикроструктур и данным литохимии) выявление различий между отложениями на разных уровнях позволит пролить свет на причины ветвления и изменения наклона строматолитовых столбиков.

Заключение.

1. Известняки нижней толщи катавской свиты представляют собой единый протяженный строматолитовый биостром, выклинивающийся в западном направлении и вскрытый во внутренних районах Башкирского мегантиклинория рядом карьеров. Строматолиты столбчатые ветвящиеся субпараллельные (морфотип *Inzeria*). Самостоятельные биогермы в составе этой органогенной мегапостройки не оконтуриваются.

2. Во вскрытом фрагменте разреза («Анновка») мощностью ~5,5 м выделено 10 интервалов исходя из смены ориентировки столбиков и особенностей заполнения между ними. Петрографические и изотопно-геохимические исследования пород с учётом характера эпигенетических преобразований позволят определить главные параметры среды седиментации, их изменения во времени и влияние на особенности строматолитов.

Авторы искренне признательны И.Р. Макбулову и сотрудникам предприятия ООО «Лоза» за предоставленную возможность изучения разреза катавской свиты в карьере Анновского месторождения.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

1. Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Айдаров Э. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVI (Инзер). Объяснительная записка. МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», Роснедра, ОАО «Башкиргеология», 2018. 129 с.
2. Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 243 с. (Труды ГИН. Вып. 69.)
3. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с. (Труды ГИН. Вып. 274.)
4. Ларионов Н. Н., Грановская Н. В., Нигматуллина А. М. Стратиграфия // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII – Тузан. Объяснительная записка. М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2015. С. 9–83.
5. Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. II. 134 с.
6. Павлов В. Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. №1. С. 33–41.
7. Сергеева Н. Д., Дьякова С. А. Стратотипические и опорные разрезы катавской и инзерской свит каратауской серии верхнего рифея в Инзерском синклинии (Южный Урал) // Геологический вестник. 2022. № 1. С. 94–110.
8. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, 1993. 152 с.
9. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. Труды ГИН. Вып. 377. М.: Наука, 1983. 184 с.
10. Таранина Т. И. Лемезиты Челябинской области – уникальные строматолитовые известняки рифея // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 388–389.
11. Челябинская область. Энциклопедия. Том 3. К–Л. / Ред. К. Н. Бочкарев и др. Челябинск: Каменный пояс, 2008. 863 с.
12. Golovanova I. V., Danukalov K. N., Salmanova R. Yu. et al. Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geoscience Frontiers. 2023. V. 14. 101558.
13. Michurin S. V., Kazbulatova G. M. Cu and Au Mineralization of the Tolparovo Ore Occurrence: Evidence for the Formation of Redbed Copper Occurrences in Neoproterozoic Deposits of the Southern Urals // Minerals. 2024. V. 14. 148.
14. Raaben M. E., Sinha A. K., Sharma M. Precambrian stromatolites of India and Russia. Lucknow: Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, 2001. 125 p.

МЕТАНПРОИЗВОДНЫЕ АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.Д. Кравчишина¹, А.Ю. Леин¹, О.М. Дара¹, Н.В. Козина¹, А.А. Клювиткин¹,
Б.В. Баранов¹, А.Ю. Мирошников², Е.О. Дубинина²

METHANE-DERIVED AUTIGENIC CARBONATES IN THE ARCTIC SEAS OF NORTHERN EURASIA

M.D. Kravchishina¹, A.Yu. Lein¹, O.M. Dara¹, N.V. Kozina¹, A.A. Klyuvitkin¹, B.V. Baranov¹,
A.Yu. Miroshnikov², E.O. Dubinina²

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

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

The presentation discusses the our own data on the composition of methane-derived carbonates sampled from sediments of cold methane seeps and pockmarks of the Arctic seas (Laptev Sea, Barents Sea, Fram Strait) together with the limited published data on similar findings on the Arctic shelf of Eurasia and the Vestnesa Ridge (Fram Strait).

Аутигенные карбонаты играют важную роль в морской системе, связывая углерод разных источников и влияя на баланс массы изотопа углерода в океане. Карбонаты широко распространены в донных отложениях современного океана, за исключением холодных арктических морей, в которых низкая температура способствует растворению карбонатных осадков. Единой общепринятой классификации аутигенных карбонатов не существует. Аутигенные карбонаты целесообразно разделять на три основных типа по происхождению газоводного раствора, из которого они осаждаются: 1) седиментационно-диагенетические, 2) метанпроизводные (сиповые) диагенетические и 3) метанпроизводные низкотемпературные (гидротермальные), внутри которых могут выделяться разновидности.

Наибольший интерес из морских аутигенных карбонатов вызывают метанпроизводные корки и конкреции, связанные с холодными метановыми сипами — современными и древними. В начале 2000-х годов было доказано [5], что основным механизмом формирования метанпроизводных карбонатов является анаэробное окисление метана метанотрофными археями при участии сульфатредуцирующих бактерий. Бикарбонатная и сульфатная активность в иловой воде контролируется преимущественно потоком углеводородных газов, в основном метана, направленным к поверхности дна, а также скоростью биологически индуцированных реакций. Образование бикарбоната в иловой воде повышает щелочность и приводит к формированию разных типов аутигенных карбонатов в подповерхностных восстановленных слоях осадков [10]. В результате осаждения метанпроизводного бикарбоната образуются соответствующие типы карбонатов. Метанпроизводные карбонаты чаще всего образуются в терригенных морских отложениях в результате деградации органического вещества и метана. Этот процесс развивается на ограниченных участках дна, но распространен повсеместно вдоль континентальных окраин от Антарктики до Арктики. Основные закономерности образования аутигенных карбонатов в океане хорошо изучены, однако знания о карбонатообразовании на арктическом шельфе еще весьма фрагментарны. Пути деградации органического вещества по-разному влияют на эволюцию химического состава осадков и иловой воды. Все еще слабо изучено влияние этих реакций на аутигенное карбонатообразование при разных обстановках осадконакопления [8].

Биогеохимический процесс аутигенного метанообразования представляет собой мощный микробный фильтр, снижающий природную эмиссию метана, т.е. является одним из климатических факторов.

Метанопроизводные аутигенные карбонаты представляют собой осадочную горную породу, образованную при участии сообществ микроорганизмов, среди которых можно выделить несколько подтипов. В арктических морях Евразии встречаются практически все известные подтипы таких карбонатов. Наиболее распространены карбонаты холодных метановых сипов (seep carbonates) — струйно-пузырьковой разгрузки метана. Подобные карбонаты ассоциируются с другими проявлениями разгрузки метансодержащих флюидов — покмарками. При грязевом вулканизме также могут образовываться метанопроизводные карбонаты, покмарки и сипы. Грязевые вулканы отличаются от сипов тем, что выносят к поверхности дна твердые, жидкие и газообразные продукты, а не только пузыри метана. Холодные растворы на самом деле подогреты в толще отложений и на выходе флюида имеют температуру в среднем 16–20°C. Общим для всех типов газоводных растворов является присутствие в них кроме метана еще одного сильного восстановителя — сероводорода.

Метанпроизводные карбонаты арктических морей чаще всего состоят из магнезиального кальцита, реже включают арагонит и/или доломит, в парагенезе с которыми образуются сульфиды (пирит и марказит). Среди факторов, влияющих на то, какие карбонатные минералы осаждаются, следует упомянуть, прежде всего: степень насыщения иловой воды карбонатом кальция, концентрация ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , присутствие комплексообразующих анионов (и), температура, парциальное давление углекислого газа ($p\text{CO}_2$), скорости микробных процессов и филогенетичкий состав микроорганизмов [10]. Во время осаждения карбонатов бактериальная биомасса захватывается и включается в карбонатный цемент. Наши данные продемонстрировали разнообразные фоссилизированные микробные сообщества в лаптевоморских карбонатах [1].

Типичные значения изотопного состава углерода аутигенных карбонатов варьируют примерно от –60‰ до –25‰ VPDB. Источник углерода метана, заключенного в составе карбонатов, как правило, смешанный: микробный и термогенный. Микробный метан образуется в

процессах диагенеза в осадочной толще и при деградации субаквальной мерзлоты. Термогенный метан может поступать из газовых резервуаров, образующихся в результате термического разложения органического вещества (катагенеза), часто связанного с морскими резервуарами углеводородов, которые широко распространены на Западно-Арктическом шельфе Евразии. В отдельных случаях это может быть газ, выделившийся в результате диссоциации газовых гидратов. Микробные процессы в отложениях часто маскируют первичные геохимические признаки мигрирующего газового флюида [9].

Наши исследования аутигенных карбонатов ведутся уже десятки лет [например, 3, 4] и продолжаются в настоящее время [2, 7]. В докладе обсуждаются данные авторов о составе метанпроизводных карбонатов, отобранных из осадков метановых сипов и покмарков арктических морей (море Лаптевых, Баренцево море, пролив Фрама) совместно с немногочисленными данными литературы о подобных находках на арктическом шельфе Евразии и хребте Вестнезе (79° с.ш., пролив Фрама), например [6, 11].

Известно, что моря арктического шельфа особенно агрессивны по отношению к карбонатным осадкам. При этом аэробное окисление метана на границе раздела вода–осадок может привести к еще большему понижению pH, способствуя растворению карбонатов. Поэтому карбонатная цементация может происходить только в подповерхностных восстановленных слоях отложений. Наиболее вероятным механизмом обнажения метанпроизводных карбонатов на поверхности дна является размыв осадков.

Наиболее интересна находка плитообразных карбонатных образований (размером до 0.5х0.4 м и массой 5.9 кг) на поверхности осадка на внешнем шельфе моря Лаптевых в области современной струйно-пузырьковой разгрузки метансодержащих флюидов площадью 13 км² с центром в координатах 76.89° с.ш. и 127.80° в.д. Поле метановых сипов структурно приурочено к рифтовой системе. Глубинные разломы служат проводниками для миграции флюидов из резервуара углеводородов Лаптевской плиты. Мелкие разломы, связанные с проседанием внешнего шельфа, пререзают осадочные породы, перекрывающие резервуар, и образуют каналы для струйно-пузырькового выброса метана. С морскими резервуарами углеводородов связывают флюиды, обогащенные термогенным метаном. Очевидно, просачивание термогенного метана контролировалось последней дегляциацией, которая спровоцировала изменения в системе разломов и способствовала миграции газа к поверхности осадочной толщи. В это время в подповерхностных слоях осадков сформировались крупные корки, сцементированные высокомагнезиальной микритовой связующей массой, которые позднее оказались на поверхности дна. Показано, что в составе флюида вклад разных источников метана во время образования карбонатов и в современных «вмещающих» осадках менялся. Согласно нашим расчётам [7], вклад термогенного метана в составе флюида, участвующего в образовании корок, может варьировать от 30 до 70%.

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ до 4.8‰ VPDB) лаптевоморских карбонатов показал, что температура морской воды при их формировании была близка к современному значению. Согласно нашим измерениям температура

воды в придонном слое поля сипов составляла –1.77 °С. Морские условия, аналогичные условиям современной эпохи, установились в море Лаптевых ~10.5–8.5 тыс. календарных лет назад [12], то есть вследствие смещения Полярного фронта на север и проникновения атлантической воды в Арктику. Очевидно, просачивание метана контролировалось последней дегляциацией, которая спровоцировала изменения в системе разломов и способствовала миграции газа к поверхности осадочной толщи. Показано [6], что накопление и высвобождение значительных объемов метана из осадочных толщ в Арктике сопровождали смену гляциальных и межгляциальных климатических событий. Необходимо отметить, что источники метана в арктических морях Северной Евразии, и особенно в море Лаптевых, еще слабо изучены. Метанпроизводные карбонаты следует рассматривать как архивы записей интенсивности и динамики разгрузки метансодержащих флюидов в Арктике.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 25-17-00334; экспедиционные исследования — госзадания ИО РАН, тема FMWE-2024-0020.

Литература

1. Брюханов А.Л., Кравчишина М.Д., Леин А.Ю. и др. Филогенетический состав микробных сообществ аутигенных метанпроизводных карбонатных корок с внешнего шельфа моря Лаптевых // XIII Межд. научно-практич. конф. «Морские исследования и образование». Т. III. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2025. С. 97–100.
2. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С. и др. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология, 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
3. Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые, 2004. №1. С. 3–35.
4. Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Волков И.И. и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных садков Калифорнийского залива // Доклады АН СССР, 1975. Т. 224. № 2. С. 426–429.
5. Boetius A., Ravenschlag K., Shubert C. et al. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane // Nature, 2000. V. 407. P. 623–626.
6. Himmler T., Sahy D., Martma T. et al. A 160,000-year-old history of tectonically controlled methane seepage in the Arctic // Science Advances, 2019. V. 5(8).
7. Kravchishina M.D., Lein A.Yu., Flint M.V. et al. Methane-derived authigenic carbonates on the seafloor of the Laptev Sea Shelf // Frontiers in Marine Science, 2021. 8:690304.
8. Loyd S.J., Smirnov M.N. Progressive formation of authigenic carbonate with depth in siliciclastic marine sediments including substantial formation in sediments experiencing methanogenesis // Chemical Geology, 2022. V. 594. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2022.120775
9. Milkov A.V., Etiope G. Revised genetic diagrams for natural gases based on a global dataset of >20,000 samples // Organic Geochemistry, 2018. V. 125. P. 109–120.
10. Naehr T.H., Eichhubl P., Orphan V.J. et al. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study // Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2007. V. 54(11–13). P. 1268–1291.
11. Ruban A., Rudmin M., Mazurov A. et al. Cold-seep carbonates of the Laptev Sea continental slope: Constraints from fluid sources and environment of formation // Chem. Geol., 2022. V. 610.
12. Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert Ch. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // Global and Planetary Change, 2005. V. 48. P. 187–207.



МИКРОБИАЛЬНЫЕ ОБРАСТАНИЯ ФОССИЛИЙ БЕНТОСНЫХ ОРГАНИЗМОВ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Л.В. Леонова¹, Е.И. Сорока¹, А.А. Галеев²

MICROBIAL FOULING OF BENTHIC ORGANISM FOSSILS AND METHODS OF STUDY

L.V. Leonova¹, E.I. Soroka¹, A.A. Galeev²

¹ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² Институт геологии и газовых технологий КФУ, Казань, Россия

Bottom fouling of fossils by microbiota is typical for reefogenic and reef facies, as well as for hydrothermal oases. The fouling organisms can be bacteria, micromycetes, actinomycetes, and algae. It is important that many of them are capable of depositing minerals in different ways: intracellularly or on the cell surface, by changing the pH of the environment, catalyzing the processes of mineral formation, mineralization of biofilms, extracellular biopolymers. However, there is no universal method by which it is possible to establish the microbial genesis of fouling. The descriptions of the methods and the results of their application are given using the example of studying three samples of different microbial overgrowths of macrofossils. For carbonate (calcite and dolomite) samples, the electron paramagnetic resonance (EPR) method turned out to be informative. In samples of dolomite overgrowth of bivalve shells, remains of practically unchanged organic matter were found, typical for proteins of animal origin according to EPR characteristics. There is no point in using this method for ferrous carbonates – the remains of fossil organic matter are oxidized by iron already at the stage of sedimentogenesis. However, interesting results were obtained when studying the same sample using scanning electron microscopy (SEM) and energy-dispersive analysis (EDS). Microbial fouling was established by the elemental composition and microstructure, which differed sharply from the *fistulella* fossil.

Вотложениях пригидротермальных оазисов, рифовых и рифогенных фаций широко развито придонное обрастание микробиотой. При отмирании макробиоты, или иногда ещё при жизни, скелетные постройки, раковины, панцири, ценостеумы, корневища растений и т.д. колонизируются микроорганизмами. Среди колонизаторов (бактерии, цианобактерии, микромицеты, актиномицеты и водоросли) многие способны отлагать минералы тем или иным способом. Так, известны бактерии, отлагающие минералы внутриклеточно или на поверхности клеток, другие в процессе жизнедеятельности изменяют pH среды, катализируя процессы минералообразования. Способны минерализоваться биопленки, выделяемые защитные внеклеточные биополимеры, капсулы бактерий и гифы микромицет и актиномицет [1]. На палеоматериале бывает сложно установить обрастания и тем более – принадлежность обрастателей. В некоторых случаях могут быть полезны физические методы исследований.

Методы исследований. Использовались методы рентгеновской дифрактометрии, сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с энерго-дисперсионным анализатором (ЭДС) и электронного парамагнитного резонанса ЭПР [4]. СЭМ и ЭДС изучение (СЭМ: TESCAN MIRA LMS S6123), (ЭДС спектрометр: INCA Energy 450 X-MaxEDS программное обеспечение (AZtecOne), напыление углеродное), проводилось в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Изучение методом ЭПР (ПС100.X, рабочая частота 9.272 ГГц) – на кафедре минералогии и лаборатории физики минералов, Казанский государственный университет.

Объекты изучения – обрастания и корки на фоссилиях бентосной макробиоты, сформированные в разных палеообстановках. Их минеральный состав может отличаться от состава фоссилии, вмещающей породы или быть идентичным.

Пример первый. Микробийальные массивные обрастания раковин *Uralomus immensus* Shuysky (см. рисунок а) обнаружены в биогермных известняках (D_1) со следами

метанового высачивания [5] (правый берег р. Реж, разрез Шуйского, п. Арамашево, Артемовский р-н, Средний Урал). По результатам рентгендифрактометрии корки на раковинах *Uralomus* (рисунок а) представлены доломитом, раковины сложены кальцитом, а вмещающая порода – известняк с желваками микробийального доломита. Результаты ЭПР анализа показали наличие однотипных радиационных центров (SO_3^- и SO_2^-) в спектрах всех исследуемых пород и фоссилий, что свидетельствует об отсутствии природного прогрева и перекристаллизации отложений. Также на спектрах ЭПР в области радикалов (рисунок б) (спектр ЭПР слева) были установлены по характеристикам углеродного радикала $Rc-org$ ($g = 2.0026$ и $\Delta H = 5$ Гс) следы битуминизации и (спектр ЭПР справа) остатки ископаемого органического вещества $Rc-org$ ($g = 2.0027$ и $\Delta H = 1.5–2$ Гс), активируемые при прогреве до $600^\circ C$ и типичные для царства животных, включая бактерий [3].

Второй пример. Вштуфе породы, контактирующей с останком массивных пирит-сфалеритовых руд (юго-восточная часть Сафьяновского карьера, Режевской р-н. Средний Урал) обнаружено интересное обрастание, которое фиксируется благодаря методам СЭМ и ЭДС. Визуально в породе штуфа встречаются участки с коричневыми округлыми образованиями и веточками, по рентгендифрактометрии представленные железистым магнезитом. Магнезит характеризуется повышенным значением параметра элементарной ячейки ($a = 4.70 \pm 0.01$, $c = 15.38 \pm 0.03$ Å) за счет примесного железа. Изучение прозрачных и полированных шлифов палеонтологическими оптическими методами показало, что в этом образце сохранились остатки колонии фистулеллы. Метод ЭПР в этом случае не даст положительного результата из-за повышенной железистости. Однако при помощи СЭМ и ЭДС было установлено, что центральные части округлых образований и веточек (рисунок в, г) представлены Fe-магнезитом, краевые – сидеритом, содержащим микропримесь Zn (рисунок д). На врезке показано увеличенное изображение

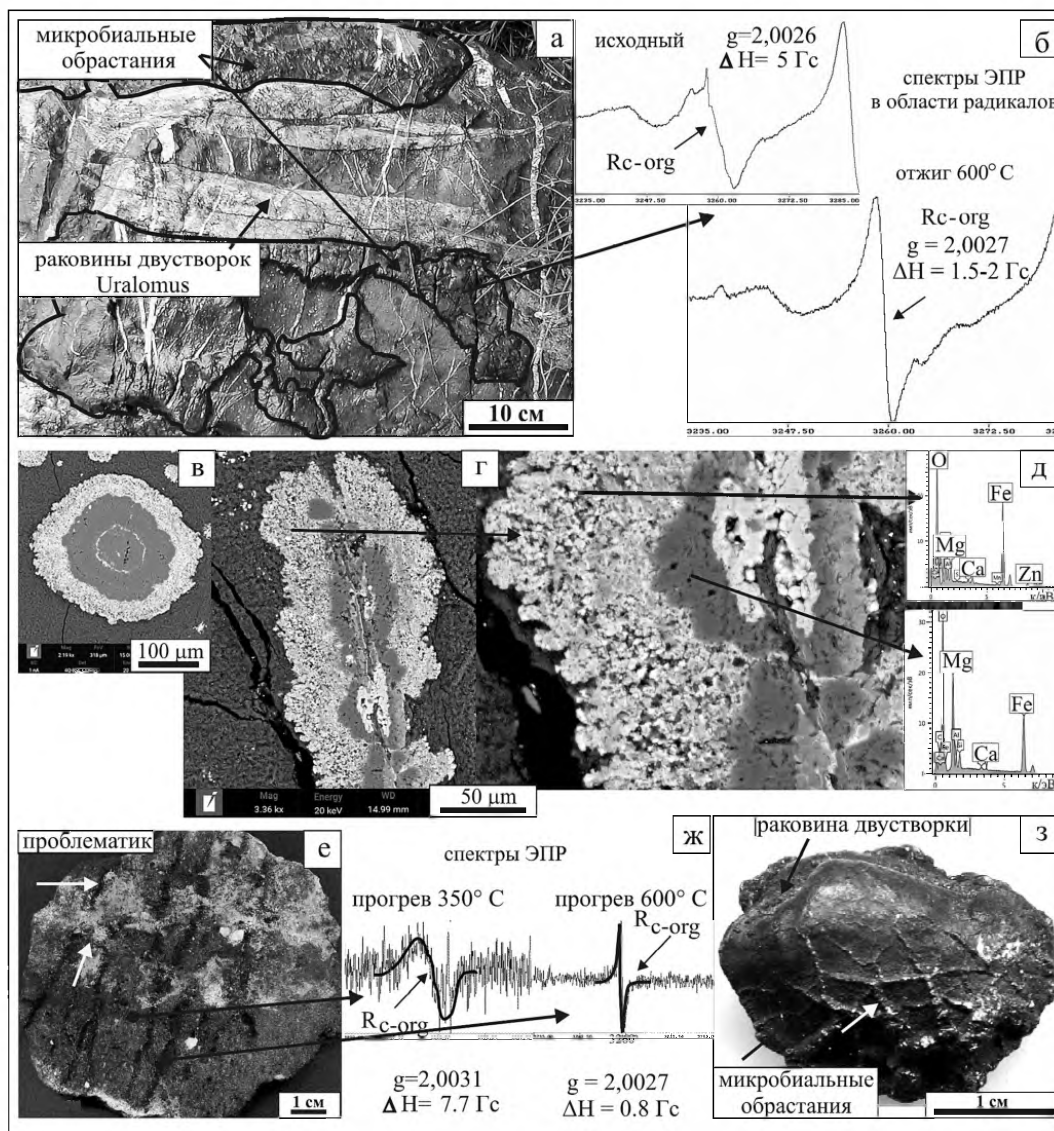


Рисунок. Микробные обрастания: а – массивные доломитовые обрастания раковин *Uralomus* (очерчены линией по выступающему рельефу); б – спектры ЭПР, слева спектр следов битуминизации, справа спектр остатков ископаемого органического вещества, типичного для животного-белкового и бактериального ряда; в, г СЭМ фото фистулеллы, в – поперечный срез, г – продольный срез, на врезке увеличенный фрагмент, д – ЭДС спектры фоссилии и её обрастания; е – фото проблематика, ж – по спектрам ЭПР (спектр слева) – это остатки растений с бактериальным обрастанием (спектр справа); з – закономерно-цепочечное расположение кристаллов марказита на поверхности сульфидизированного остатка раковины двустворки

обрастания. Видно, что нарастание шло перпендикулярно поверхности тела фистулеллы дендритовидными обрастаниями. Можно предположить, что сидеритовая корка – это результат жизнедеятельности диссимиляторных железобактерий (железоредакторов). Эти бактерии получают энергию за счёт восстановления трехвалентного железа и ответственны за формирование ряда минералов железа, в том числе сидерита (FeCO_3) [2].

Третий пример. Это проблематик плохой степени сохранности песчано-глинистого состава из континентальных пресноводных озерных отложений триаса (восточный склон Урала, Челябинский р-н) (рисунок е), представляет собой столбики слабосементированного песка с глинистой каймой. В пробках из центра столбиков, изученных методом ЭПР (рисунок ж слева) были обнаружены остатки ископаемого органического вещества, по характеристикам ЭПР типичные для растений ($g = 2.0031$ и $\Delta H = 7.7$ Гс) и активируемые при прогреве в лаборатории до 350°C . В глинистой оболочке после прогрева пробы до 600°C на спектре ЭПР (рисунок ж справа) отмечен сигнал Rc-org с характеристиками ($g = 2.0027$ и $\Delta H =$

0.8 Гс), типичными для остатков животного и бактериального происхождения. Полученные результаты интерпретируются как растительные остатки прибрежной зоны типа корневищ тростника с микробной плёнкой-обрастанием на поверхности.

Четвертый пример. На поверхности сульфидизированной раковины двустворки из глин (Mz, J1) кристаллы марказита имеют закономерно-цепочечное расположение (рисунок з) (пляж санатория им. В.И. Ленина, п. Ундоры, Ульяновская обл.). Результат изучения методом ЭПР отрицательный, т.к. ионы железа окисляют свободные радикалы деформируемых белков, выступая донорами электронов и иницируя этот процесс. Не добавил информации метод СЭМ и ЭДС, т.к. цепочки кристаллов по морфологии соответствуют марказиту и не несут следов микробной деятельности. Только их закономерное расположение по поверхности фоссилии указывает на контроль со стороны микробиоты.

Подводя итог, следует отметить, что правильный выбор физических методов исследований способствует распознаванию и изучению придонных микробиотических

обрастаний из различных фациальных обстановок. При этом сохранность фоссилий не обязательно должна быть хорошей. Также есть обрастания, для которых не подходит ни один метод, кроме интуиции исследователя.

Литература

1. Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р., Жегалло Е.А., Жмур С.И., Карпов Г.А., Орлеанский В.К., Пономаренко А.Г., Розанов А.Ю., Сумина Е.Л., Ушатинская Г.Т., Хувер Р., Школьник Э.Л. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и

астроматериалах. Науч. Ред.: А.Ю. Розанов Г.Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.

2. Заварзина Д. Г. Трансформация минералов железа анаэробными бактериями содовых озер. Автореф. Дисс. Док.биол. наук. М., 2023. 24 с.

3. Муравьев Ф.А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов РТ. Автореф. на соиск. уч. степ. к. г-м н. Казань, 2007. 24 С

4. Шуйский В.П. О гигантских пелециподах в нижнедевонских отложениях Среднего Урала // Ежегодник-1999 Екатеринбург, 2000. С. 35– 38.



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЛЮИДОВ ХОЛОДНЫХ СИПОВ И СТРОЕНИЯ БАКТЕРИАЛЬНЫХ ПЛЯЖНЫХ ПОСТРОЕК В БУХТЕ ЛАСПИ (ЮЖНЫЙ БЕРЕГ КРЫМА)

В.И. Лысенко^{1,2}

FEATURES OF THE COMPOSITION OF COLD SEEP FLUIDS AND THE STRUCTURE OF BACTERIAL BEACH BUILDUPS IN LASPI BAY (SOUTH COAST OF CRIMEA)

V.I. Lysenko^{1,2}

¹ ФГБНУ «Институт природно-технических систем», Севастополь, Россия

² Филиал ФГБОУВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», Севастополь, Россия

The flow of fluid emissions from the cold seeps of Laspi Bay occurs unevenly in a pulsed mode. Their non-constant gas composition is represented by CH₄, C₂H₆, C₃H₈, C₃H₆, C₄H₁₀, iC₄H₁₀, nC₅H₁₂, iC₅H₁₂, CO₂, O₂, H₂S, N₂, COS и CS₂. The fluids are accompanied by desalinated aqueous solutions. They are characterized, in contrast to sea water, by an increased content of Br, B, Sr, Si, Li, Mn, Se, As, Hg, Be, Ti, Ga, Ge, As, Zr, Ba, Bi Th и U. The isotopic composition of authigenic carbonate cement of beach bacterial structures δ¹³C from -20.93 to -20.83‰. Its formation involves ANME-2 archaea and methanotrophs Methylococcales, Methylobacter, Methylomonas and Methylicorpusculum. In appearance, beach bacterial structures differ from modern hydrocarbon seeps-carbonates of seas and oceans, but they are genetically related to them.

В наши дни большое внимание уделяется исследованию процессов углеводородной дегазации из холодных сипов и грязевых вулканов на дне морей и океанов, а также карбонатным образованием около них. В прибрежной зоне Крыма известно более двух десятков площадок холодных сипов, у которых пузырьки доходят до поверхности. Газ из них поступает сразу в атмосферу [4]. Исследования этих процессов являются актуальными для познания влияния дегазации на формирование атмосферы и парникового эффекта в ней. Наиболее интересными объектами являются выходы газа в бухте Ласпи. Из-за незначительных глубин имеется возможность исследовать их динамику, состав флюидов и образование карбонатного материала [2].

Холодные сипы на прибрежном склоне приурочены к зоне пересечения Ласпинского и Берегового разломов. Выходы пузырьков газа в бухте Ласпи находятся на трех пляжных бактериальных постройках, которые находятся на глубинах не более трех метров [2].

Из центрального сипа было отобрано 16 проб газа. Их анализ осуществлялся в лаборатории МГУ на стационарных газовых хроматографах «Хроматэк-Кристалл 5000», оснащенных пламенно-ионизационными (ПИД) детекторами и детектором по теплопроводности (ДТП).

По результатам исследования было установлено, что не постоянные объемы выбросов флюидов во времени сопровождаются изменчивым газовым составом. В своем составе имеют большой букет углеводородных и не углеводородных газов. Углеводородные газы представлены в основном CH₄, содержание которого составляет от 47.46 до 60.45 %. Кроме этого в незначительном количестве присутствуют C₂H₆, C₃H₈, C₃H₆, C₄H₁₀, iC₄H₁₀, nC₅H₁₂ и iC₅H₁₂. Во флюидах содержатся N₂ (16.8–40.14%), O₂ (0.15–13.56 %), CO₂ (0.099–0.375%) и He (0.018–1.189%). Кроме этого в составе выбросов газа в малых концентрациях присутствуют сернистые газы: CS₂ (0.162–0.463%); COS (0.042–0.081ppm) и H₂S (0.01–0.03ppm).

При проведении гидрохимической съемки дна бухты Ласпи было установлено, что средняя соленость морской воды в ней изменяется в интервале от 18.5 до 18.8 ‰. В тоже время пробах, взятых из устьев сипов во время выбросов газа, соленость изменялась от 7.5 до 14.7 ‰, что связано с поступлением водных растворов совместно с газовыми флюидами. Объемы выбросов водных растворов незначительные, что делает их обнаружение затруднительным. По объемам выбросов и минерализации растворы из сипов бухты Ласпи имеют много общего с сопочными водами грязевых вулканов суши [4]. Анализы проб воды из сипов на содержание

геохимических элементов выполнялся в лаборатории ИН-БЮМ им. О.А. Ковалевского РАН масс-спектральным методом с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Пробы водных растворов, отобранных на анализы, разбавлены морской водой. Критерием её содержания является солёность. В пробе Л-51 сухой остаток составляет 8.55 г/дм³, а в пробе 52–9.29 г/см³. Для сравнения результатов анализов, была проанализирована проба морской воды с 18.6‰. Несмотря на низкие концентрации солей в водных растворах, содержание в них Br, B, Sr, Si, Li, Mn, Se, As, Hg, Be, Ti, Ga, Ge, As, Zr, Os, Pt, Au, Te, Cs, Ba, Bi, Th и U выше, чем в морской воде бухты Ласпи. В то же время для морской воды бухты Ласпи характерны, по сравнению с анализами водных растворов флюидов, несколько повышенные содержания Al, Fe, Rb, Y, Mo, Sn, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Pb и Hf. По высоким концентрациям бора, брома и лития водные растворы сипов имеют некоторое сходство с сопочными водами грязевых вулканов [4]. Выходы газов холодных сипов и грязевых вулканов в Черном и Охотском морях обычно сопровождаются аномальными ореолами ртути [4]. Повышенные её концентрации отмечаются в водных растворах флюидов наших сипов. Поэтому по аналогии можно высказать предположение, что аномальные содержания ртути связаны с присутствием во флюидах водных растворов.

На глубинный генезис формирования флюидов сипов Ласпи указывают следующие признаки: приуроченность выходов к зоне разломов; непостоянство объёмов выбросов и состава газов; присутствие в составе газов N₂, O₂, CO₂, He, CS₂, COS и H₂S; наличие водных растворов с высокими содержаниями геохимических элементов и изотопный состав углерода метана [2].

Интересными и уникальными объектами в бухте Ласпи являются ряды пляжных бактериальных построек. Они имеют довольно оригинальную форму строений, сложенных конгломератами и гравелитами на карбонатном цементе, среди песков [2]. Этим пляжные постройки отличаются от трубчатых или плоских образований Черного моря. Образования метанотрофных прокариот и архей на постройках имели коричнево-чёрную, коричневатую-оранжевую, розовато-оранжевую и оранжевую окраску. В настоящее время в песчаных отложениях рядом с постройками выявлены консорциумом ANME-2 архей, а также аэробные метанотрофы *Methylococcales*, *Methylobacter*, *Methylomonas* и *Methylicorpusculum*. Последний вид бактерий встречается в осадках пресных водоёмов [3]. Сообщества микроорганизмов создают из метана и сероводорода не только органическое вещество, но производят карбонатный материал и сульфиды. Наличие органики и сульфидов хорошо видно на поверхности свежих сколов образцов построек. Дополнительным доказательством жизнедеятельности сообществ архей и бактерий являются данные замеров щёлочности среды около выходов пузырьков газа (pH от 7.1 до 7.4). Об образовании цемента сообщество прокариот свидетельствуют внешний вид кристаллов и сферолитов арагонита, данные геохимии и результаты $\delta^{13}\text{C}$ (–20.93 и –20.83‰). Карбонат построек Ласпи характеризуется более тяжёлым изотопным составом углерода, чем аутигенные карбонаты плит и трубчатых строений Черного моря [1]. Это связано с метаном разного генезиса, который использовался для переработки. В то же время изотопная разница между $\delta^{13}\text{C}$ карбоната и метана составляет –12.4 и –14.3‰, что примерно соответствует результатам такого расчёта по постройкам Черного моря [1].

Пляжные бактериальные постройки Ласпи являются своеобразными оазисами среди безжизненного пространства песков на прибрежном склоне. Они покрыты растительностью, колониями моллюсков митилиастеров, а также там встречаются болянусы, серпулиды и десять видов полихет. Симбиоз фауны с сообществом архей и бактерий подтверждают анализы изотопного состава створок митилиастеров и раковин серпулид. Более лёгкий состав $\delta^{13}\text{C}$ характерен для митилиастеров (–9.96‰), а более тяжёлый у серпулид (–3.58‰). Эти данные свидетельствуют об их связи с микромиром по использованию органики прокариот.

Результаты исследований подтвердили, что создание пляжных бактериальных построек связано с деятельностью бактерий и архей по переработке метана. На их участие в создании цемента указывают следующие признаки: повышенные содержания в карбонате фосфора и стронция; наличие чёрного органического вещества; сферолитовые образования карбонатов; микроточки сульфидов; присутствие метанотрофных бактерий и архей; изотопный состав аутигенных карбонатов и существование рядом биоценоза крупной фауны. По этим признакам пляжные бактериальные постройки бухты Ласпи не отличаются от современных и древних hydrocarbon seeps carbonates образований на дне морей и океанов [1, 4].

Пляжные бактериальные постройки бухты Ласпи являются уникальными геолого-биологическими объектами в зоне соприкосновения и взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Различия внешнего вида карбонатных строений бухты Ласпи с другими постройками морей и океанов связано с физико-географическими условиями их формирования. Цемент пляжных построек сформирован археями и бактериями, поэтому они относятся к микробиолитам. Образование карбоната шло за счёт переработки метана, что позволяет пляжные постройки Ласпи и другие подобные бактериальные образования называть метанолитами.

В настоящее время мировое сообщество обеспокоено изменением состава атмосферы и наступлением водной стихии на прибрежную зону суши. Некоторые исследователи полагают, что это связано антропогенной деятельностью человечества. Другие считают, что причинами увеличения водной массы океанов и углеводородов в атмосфере являются эндогенные процессы Земли. Объёмы выбросов флюидов отдельными холодными сипами незначительны. Поверхность суши и дна океанов покрыта густой сеткой разломов. Ко многим из них приурочены холодные сипы. Только в прибрежной части Черного моря их больше десяти тысяч [4]. Общее количество газовых сипов в прибрежных водах мирового океана не поддаётся подсчёту. Их временной фактор деятельности оказывает значительное влияние на эволюционное изменение состава атмосферы, гидросферы и климатических условий на поверхности Земли. Низкие скорости этих процессов позволяют живым организмам приспособиться к новым физико-химическим условиям существования жизни на Земле.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИПТС № госрегистрации 124020100120-9.

Литература

1. Леин А.Ю. Потоки метана из холодных метановых сипов Черного и Норвежского морей: количественные оценки // Геохимия, 2005. № 4. С. 438–453.

2. Лысенко В.И., Шик Н.В. Дегазация и «карбонатные постройки» в бухте Ласпи (ЮБК) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 1. С. 110–122.
3. Тихонова Е.Н., Тарновецкий И.Ю., Малахова Т.В. и др. Идентификация аэробных метанооксиляющих бактерий в

- прибрежных осадках Крымского полуострова // Микробиология. 2020. Т. 89. № 6. С. 737–747.
4. Шнюков Е.Ф., Коболев В.П., Пасынков А.А. Газовый вулканизм Черного моря. Киев: «Логос», 2013. 383 с.



ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНООБРАЗНЫХ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ И МОРФОЛОГИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-БАКТЕРИАЛЬНЫХ ПОСТРОЕК НА ПОВЕРХНОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ТЕССЕЛЬСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНА (ЮЖНЫЙ БЕРЕГ КРЫМА)

В.И. Лысенко^{1,2}

FEATURES OF THE FORMATION OF HYDROTHERMAL-BACTERIAL STRUCTURES OF VARIOUS MINERAL COMPOSITION AND MORPHOLOGY ON THE SURFACE OF EFFUSIVE ROCKS OF THE TESSEL PALEOVOLCANO (SOUTH COAST OF CRIMEA)

V.I. Lysenko^{1,2}

¹ ФГБНУ «Институт природно-технических систем», Севастополь, Россия

² Филиал ФГБОУВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», Севастополь, Россия

The effusive layer of the Tessel paleovolcano is represented by rocks of lava, clastolava, xeno-lavaclastic, hyaloclastic, xenotephroid and hydrothermal facies. On their surface, tubular and various flat hydrothermal-bacterial structures are found. The mineral composition and shape of their structures depend on the temperature and composition of the fluids. The highest temperature fluids are associated with sulfide-carbonate structures on the surface of the lava flow. Flat structures are characterized by a wide variety of mineral composition. In appearance they resemble lenticular vein bodies, occupying a cross-cutting position relative to the host rocks. The formation of structures of various morphologies occurred due to the processing of volcanic fluids by prokaryotes at great depths in the aphotic zone. Near them were oases of eukaryotic life.

В настоящее время исследователи уделяют большое внимание изучению современных и древних сульфидных построек чёрных и серых курильщиков [1, 4, 6]. В зависимости от физико-географических условий и состава флюидов пределах даже одного поля эти строения характеризуются различным внешним видом и минералогией [1, 4, 5, 6]. Похожие образования были найдены автором на поверхности Тессельского палеовулкана верхнего триаса.

Целью исследований является изучение морфологических минералогических особенностей различных бактериальных построек на поверхности палеовулкана.

При проведении работ был изучен коллекционный материал трубчатых и плоских бактериальных построек, собранных автором при проведении геологического картирования. Шлифы и аншлифы изучались на микроскопе Olympus BX5 и с помощью растрового электронного микроскопа РЭМ-МА-202М в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН г. Миасс.

Выходы магматических пород Тессельского палеовулкана обнажаются в самой западной части прибрежной зоны Крымских Гор. Эффективная толща представлена отдельными выходами пород лавовой, кластолавовой, ксенолавокластической, гиалокластической, ксенотефроидной и гидротермальной фаций [2]. На их поверхности встречаются разнообразные трубчатые и плоские гидротермально-бактериальные постройки.

С наиболее высокими температурными флюидами связаны сульфидно-карбонатные гидротермально-бактериаль-

ные строения, образование которых происходило на поверхности лавовых потоков. Большинство строений представлено вертикальными или слабоизогнутыми трубами. Реже, наблюдаются постройки плоской блинной формы, которые имеют сходство с горизонтальными карнизами на постройках черных курильщиков [1, 4]. В их строениях наблюдается зональность. Зоны имеют прерывистое строение и непостоянную мощность. Выделяются следующие зоны: центральная; боковая и бактериального обрастания.

В центре центральной зоны находится полоса флюидного канала с прерывистой сульфидной минерализацией. Пиритовая минерализация в центре зоны образует разрозненные обогащённые участки с раздувами до 60,0 мм. Около них наблюдаются утолщения трубных тел. В центральной зоне встречаются вкрапленники галенита, халькопирита, сфалерита, псевдоморфоз марказита по пирротину, кварца, барита, белого накрита, пепловый материал вулканического стекла, лапилли, створки ракушек и сульфидные слепки червей. Присутствуют сферолиты карбоната, образование которых происходило раньше или совместно с формированием сфалерита и пирротина. Круглые и эллипсовидные их срезы имеют сходство с сростками трубчатых бактериальных образований [5].

Боковая зона сложена серовато-чёрным антракони-том, реже кальцитом и анкеритом. Её мощность в разных местах постройки меняется от 2,0 до 20,0 мм. Сульфидная минерализация в этой зоне представлена вкрапленностью

пирита и псевдоморфозами марказита по пирротину. В некоторых местах отмечаются примазки корочек керита.

Зона бактериального обрастания состоит из микротрубок с округлыми порами диаметром до нескольких микронов, которые ориентированы перпендикулярно поверхности зоны обрастания [5, 6]. Бактериальный карбонатный материал трубчатых футляров является цементом алевроитов, которые представлены кварцем, хлоритом, смектитом и аморфным кремнеземом. Границы бактериального обрастания с боковой зоной и вмещающими породами четкие. На их внешней поверхности отмечаются слепки червей.

Плоские гидротермально-бактериальные постройки характеризуются большим разнообразием минерального состава. По внешнему виду они напоминают линзовидные жильные тела, занимающие секущее положение относительно вмещающих пород. Из них самыми высокотемпературными являются карбонат-халцедон-кварц-пиритовые постройки на поверхности пиритизированных андезитов. Они характеризуются зональным строением. Центральное ядро сложено дендритовидными и колломорфным пиритом, халцедоном и кварцем. В кварц-халцедоновом материале находятся раковины, гастропод, моллюсков и брахиопод, а также пепел и лапилли туфа. Боковые зоны характеризуются слоистой текстурой чередованием пирита, карбоната и халцедона.

Сульфид-кварц-карбонатные плоские постройки встречаются на поверхности кластолав и ксенокластолав. Вмещающие породы вблизи контактов с плоскими образованиями интенсивно пиритизированы. Постройки имеют зональное строение. Центральная зона сложена кристаллическим кальцитом, в котором встречаются стяжения пирита и линзочки кварца, халцедона, опала. Высокие содержания халькофильных элементов в анализах, выполненных на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой, указывают на присутствие в центральной зоне микровключений галенита, сфалерита, арсениопирита и халькопирита. Боковые зоны сложены чередованием тонких прослоев темно-коричневого антраконита, белого кальцита и сульфидов. Центральные и боковые зоны построек встречаются раковины моллюсков и трубчатых червей. Их карбонатный материал в значительной части замещен пиритом и кварцем. На открытый рост наших построек в туфовой толще указывают находки в них обломков лапилли и пеплового материала вулканического стекла. Фрамбоидальные, колломорфно-глобулярные и сферолитовые образования пирита, марказита и карбоната являются продуктом бактериального хемосинтеза по переработке газов, при остывании толщи ксенокластолав и кластолав [5, 6].

Низкотемпературные карбонатные гидротермально-бактериальные полосчатые постройки имеют внешний вид строматолитов [2, 3, 6]. Они являются своеобразным цементом ракушечного материала брахиопод, которые были жителями биогермы на поверхности ксенокластолав. Их контакты с ракушечным материалом довольно расплывчатые. Полосчатые карбонатные пленки обрастания имеют мощность до 30,0 мм. Они составляют до 30% общего материала биогермы. Карбонатные обрастания имеют микрополосчатую, а местами колломорфно-сферическую текстуру чередования антраконита с белым кальцитом [2].

Другой формой обладают карбонатные бактериальные обрастания глыбового материала конечной части лавового

потока. Они обволакивают остроугольный глыбовый материал андезитов желто-коричневой пленкой, которая имеет полосчатое строение. Мощность обрастания до 2,0 см. Нижний контакт у бактериального обрастания резкий. Верхняя поверхность неровная с многочисленными сферолитовыми выступами. На ней наблюдаются раковины и полихеты, покрытые сферолитами карбоната. Центральная часть строения имеет полосчатую текстуру, чередования белых и темно-желтых полос карбоната. На поверхности и центральной части строений встречается пепловый материал.

Не смотря на различия во внешней морфологии и минеральном составе, в формировании гидротермально-бактериальных построек Тессельского палеовулкана активное участие принимали сообщества прокариот. Их образование происходило на значительных глубинах вафотической зоне, где пищей для прокариот были углеводородные флюиды [2]. Высокие скорости образования бактериальных построек во время активной деятельности палеовулкана подтверждаются присутствием в них пеплового материала и лапилли. Их формирование происходило на поверхности открытого пространства. Для тессельских построек характерны следующие общие признаки: поступление углеводородных флюидов из недр; присутствие рядом биоценоза крупной фауны; наличие сферолитов карбонатов (ботриониды) и фрамбоидов пирита; присутствие биомаркеров; повышенные содержания литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов; наличие легких и тяжелых углеводородов; наличие пеплового и туфового материала; легкий изотопный состав карбонатов; изотопное фракционирование углерода из карбоната и органического вещества [2]. По этим данным постройки можно отнести к карбонатам углеводородного просачивания (hydrocarbon seeps carbonates) [6].

Гидротермально-бактериальные постройки с Тессельского палеовулкана имеют некоторое сходство с подобными строениями на поверхности подводного вулкана Пийпа [3]. Возможно, подобные сульфидно-карбонатные постройки будут найдены на современных лавовых потоках андезитов на дне морей и океанов, а также в других горных регионах.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИПТС № госрегистрации 124020100120-9.

Литература

1. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука. 1990. 256 с.
2. Лысенко В.И. Садыков С.А., Михайличенко Т.В. Гидротермально – бактериальные постройки с фауной брахиопод на поверхности Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма) // Литосфера. 2022. Том 22. № 4. С. 497– 511.
3. Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А. Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. №4. С. 3– 16.
4. Ames D.E., Franklin J.M., Hannington M.D. Mineralogy and geochemistry of active and inactive chimneys and massive sulfide, Middle Valley, northern Juan De Fuca Ridge: An evolving hydrothermal system // Canadian Mineralogist. 1993. V. 31. P. 997– 1024.
5. Baross J.A., J.W. Deming J.W. Growth of «black smoker» bacteria at temperatures of at least 250°C, Nature, 1983. V 303. P. 423–426.
6. Campbell K.A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 232. P. 362– 407.

НОВАЯ НАХОДКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ИЗ ЯТУЛИЯ КАРЕЛИИ

А.В. Лютиков, П.В. Медведев

A NEW FINDING OF PALEOPROTEROZOIC STROMATOLITES FROM JATULIAN OF KARELIA

A. V. Lyutikov, P. V. Medvedev

Институт геологии ФИЦ Карельский НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

We describe the columnar stromatolite from upper Jatulian dolostones as a new genus named *Severinsaaria*, discovered in the Segozero area (Central Karelian stromatolite province of the Karelian craton). It was studied with optical and scanning electron microscopy.

Микробиалиты — биогенно-осадочные отложения, образованные комплексом процессов при участии микробных сообществ, имеют самую продолжительную летопись в истории Земли нежели какая-то другая группа фоссилий. Несмотря на дискуссии о биогенной природе некоторых из них, слоистые микробиалиты, называемые строматолитами и имеющие общепризнанное биогенное происхождение, доминируют среди фоссилий докембрийского возраста.

В районе юго-западного берега озера Сегозеро, в ходе полевых работ 2023 года, было обнаружено новое местонахождение строматолитов. Стратиграфически строматолитсодержащие породы относятся к онежскому горизонту ятулия. В ходе изучения находки был выявлен новый род строматолитов *Severinsaaria* gen. nov. Изучение морфологии и составление описания нового строматолита послужило целью данной работы. В качестве сравнительного материала для настоящего исследования послужили образцы строматолитов из коллекций Р. В. Бутина и В. В. Макарихина, описанные из района оз. Сегозеро. Образцы хранятся в музее геологии, а также лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН.

Вмещающей строматолиты породой является доломит. Образец грязно-белого цвета на выветрелой поверхности, но при разрезе и полировке обнаружилось лилово-коричневые включения. Строматолитовые наслоения отчётливо выражены и представлены чередованием светлых слоёв, обогащённых зёрнами кварца и тёмных пелитоморфных, содержащих гематит, придающий им красноватый оттенок. Постройки представляют собой крупные единичные столбики конусообразной формы, высотой около от 2 до 7 см, шириной 2 см. Оси столбиков имеют изгибы. В образце присутствуют несколько столбиков меньшего размера. Они имеют общее основание, но в процессе роста отделяются друг от друга, формируя отдельные постройки с явно выраженными арками. Ветвления столбиков не обнаружено. Арки довольно острые, видимые наслоения имеют толщину от 2 до 4 мм.

При исследовании на оптическом микроскопе Tomlov уделялось внимание структуре строматолитовых построек. В основании столбиков присутствуют крупные (до 2 см) окатанные зёрна кварца, на которых цианобактериальный мат начинал свой рост. Во внутренних пустотах построек обнаружены нитчатые формы, возможно представляющие собой останки цианобактерий.

При более детальном анализе на сканирующем электронном микроскопе были выявлены останки бактериаль-

ных плёнок и сферических скоплений. Сферы, диаметром 1–3 нм, имеют неровную поверхность и, вероятно, состоят из множества более мелких округлых объектов. Схожие по морфологии скопления сфер были обнаружены в образцах травертина из горячих источников Le Zitelle в Италии (условия среды $T = 61^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 6.3$) [2]. Также, в изучаемом образце обнаружены нитеобразные скопления вокруг мелких (2–3 нм) частиц доломита. Помимо доломита и кварца в составе строматолитов встречаются гематит, сфен, пирит, клиноэнстатит. Сохранившихся биогенных остатков крайне мало, в основном они присутствуют в пустотах породы.

Нельзя утверждать, что обнаруженные останки цианобактерий и следы их активности являются *in situ*; микроорганизмы могли попасть уже в сформированную породу гораздо позднее. Однако, сравнительный морфологический анализ образцов с подтверждёнными палеопротерозойскими палеонтологическими находками [1] показывает определенную схожесть останков.

В ходе полевых изысканий в районе оз. Сегозеро был обнаружен ранее неизвестный строматолит. Отобранный образец был изучен с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии. Исследование показало, что образец содержит следы жизнедеятельности цианобактерий, а также, возможно, их остатки. Так же, не исключены следы жизнедеятельности бактерий, образовавшиеся после формирования породы.

В дальнейшем планируется продолжить изучение и поиск новых строматолитов, что может способствовать уточнению границ палеобассейнов при восстановлении фациальных обстановок палеопротерозоя в регионе.

Литература

1. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах // Научное издание. М. М. Астафьева, Л. М. Герасименко, А. Р. Гептнер и др. / Научные редакторы А. Ю. Розанов, Г. Т. Ушатинская. Москва: ПИН РАН, 2011. 172 с.
2. Carlton C. Allen, Fred G. Albert, Henry S. Chafetz, Joan Combie, Catherine R. Graham, Thomas L. Kieft, Steven J. Kivett, David S. McKay, Andrew Steele, Anne E. Taunton, Michael R. Taylor, Kathie L. Thomas-Keptra, Frances Westall Microscopic Physical Biomarkers in Carbonate Hot Springs: Implications in the Search for Life on Mars // *Icarus*. 2000. V. 147. P. 49–67. DOI:10.1006/icar.2000.6435



АССЕЛЬСКИЕ ЦИАНОБАКТЕРИИ И ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ В РАЗРЕЗЕ
«ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ» (Р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)Н.А. Матвеева¹, Р.М. Иванова²ASSELIAN CYANOBACTERIA AND ALGAE IN THE SECTION «PISANYI KAMEN»
(UN'YA RIVER, NORTHERN URALS)N.A. Matveeva¹, R.M. Ivanova²¹ Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия² Институт геологии геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

In this work, an analysis of changes in the composition of cyanobacteria and calcareous algae was carried out along the section of the Lower Permian (Asselian) deposits «Pisaniy Kamen» on the Un'ya River (outcrop 28). Thus, in the Kholodnyiy Log Horizon, three periods of development of cyanobacteria and algae are noted. In the overlying Shikhan Horizon, their diversity and abundance are significantly reduced. Such changes are most likely associated with changes in the sea level and hydrodynamics of a water under conditions of the climate cooling.

Нижнепермские органогенные сооружения широко распространены на западном склоне Урала и Приуралья [1; 2]. Этот этап совпадает с одним из максимумов расцвета зеленых водорослей [3; 4]. На Северном Урале наиболее полным разрезом нижнепермских отложений является «Писанный Камень» на р. Унья (обн. 28, нумерация по: [5]). Он расположен на правом берегу в среднем течении р. Уньи, напротив о-ва Писанный и представляет собой скальные выходы, обрывающиеся в воду или находящиеся в залесенном береговом склоне протяженностью более 300 м. Породы массивные, их залегание можно проследить только по распределению ископаемых, согласно которому пласты стоят практически на головах (угол падения 85–90°). Стратиграфически разрез, нарастивается сверху вниз по реке (с востока на запад) и по данным [6] здесь выделяются холодноложский (фузулинидовые зоны *Schwagerina vulgaris* и *Schwagerina moelleri*—*Pseudofusulina fecunda*) и шиханский (фузулинидовая зона *Schwagerina sphaerica*—*Pseudofusulina firma*) горизонты ассельского яруса. Одними из основных пороодообразователей здесь были известковые водоросли и несмотря на продолжительную историю изучения разреза «Писанный Камень» [5; 7; 6; 8; 9; 10], они до сих пор оставались недостаточно исследованными. По данным [10] в нижней части разреза обн. 28 вскрываются образования центральной части скелетных холмов раннеассельского возраста, а в верхней — средне-позднеассельская восточная краевая зона скелетных холмов. В данной работе приводятся результаты изучения альгофлоры по всему разрезу «Писанный камень» (обн. 28).

Разрез обн. 28 начинается с органогенных построек типа скелетный холм (фузулинидовая зона *Schwagerina vulgaris*) (мощность 137 м). Литологически толща представлена биоцементолитами биогермными мшанковыми, водорослевыми, биокластовыми, известняками биокластовыми и микробальными комковато-сгустковыми [9]. Нами ранее уже было проведено изучение остатков цианобактерий и известковых водорослей из этого интервала разреза [11]. Первый этап расцвета альгофлоры начинается чуть выше основания разреза на стадии колонизации первого скелетного холма. Здесь встречается наибольшая часть всех встреченных остатков: цианобактерии *Tubiphytes* и *Ellesmerella permica* (Pia), разнообразные представители зеленых водорослей *Claracrusta* sp., *Gyroporella clavata* Tchuvashov, *Globuliferoporella* sp., *Gl. angulata* Tchuvashov, *Gl.*

symetrica (Johnson), *Atractyliopsis* sp., *Clavaporella* sp., *Epimastopora pia* Bilgutay, *E. rolloensis* Racz, *E. flögeli* Kulik и *Pseudoepimastopora likana* (Koch. et Herak), *Eugonophyllum* sp., *E. konishii* Kulik, *E. johnsoni* Konishi et Wray, *Anchicodium* sp., *A. ex. gr. funile* Johnson, *A. cf. sindbadi* Elliott, *Neoanchicodium pseudoarticulata* Kulik и *Ivanovia cf. tenuissima* Khvorova. Помимо этого, встречены единичные представители красных водорослей *Eflogelia johnsoni* (Flügel), а также проблематичный таксон *Vilvaella* Tchuvashov. Выше по разрезу на стадии деструкции первого скелетного холма наблюдается резкое сокращение численности альгофлоры. Несмотря на это, обнаружены дополнительно единичные представители цианобактерий *Girvanella*, зеленых водорослей *Anthracoporella spectabilis* Pia, *Globuliferoporella ilimensis* Tchuvashov и проблематичных *Koivaella permensis* Tchuvashov. Новый расцвет цианобактерий и известковых водорослей происходит на стадии колонизации второго скелетного холма, где продолжили развитие практически все представители каркасообразующей альгофлоры из первой органогенной постройки. Дополнительными таксонами являются зеленые водоросли: *Anthracoporella* sp., *Anthracoporella uralica* Tchuvashov, *Gyroporella* sp., *Neoanchicodium* sp., *Neoanchicodium catenoides* Endo; красные водоросли *Suundukella mirabilis* Tchuvashov et Anfimov и проблематичные остатки *Nuia* Maslov и *Sylvaella* sp.

Выше разрез нарастивается отложениями восточной краевой зоны органогенных построек холодноложского горизонта (фузулинидовая зона *Schwagerina moelleri*—*Pseudofusulina fecunda*). Толща мощностью 48 м сложена известняками комковато-сгустковыми, биоцементолитами биогермными цианобактериальными и водорослевыми средними прослоями известняков пелитоморфных [9]. Здесь по-прежнему многочисленны остатки цианобактерий и водорослей. К уже перечисленным присоединяются следующие виды цианобактерий *Hedstromia corimbosa* Pia, зеленых — *Dvinella ex. gr. varialonga* Kulik, *Anthracoporella girtyi* Mamet et Roux, *Gyroporella nipponica* Endo et Hashimoto, *Atractyliopsis cf. carnica* E. Flügel, *Epimastopora seleukensis* Kulik, *Epimastopora grandis* Tchuvashov et Anfimov, *Pseudoepimastopora shachtauensis* Kulik, *Eugonophyllum johnsoni uralicum* Konishi et Wray, *Eugonophyllum mulderi* Racz и красных *Ungdarella uralica* Maslov.

В вышележащей мощной толще (140 м) шиханского горизонта (фузулинидовая зона *Schwagerina sphaerica*—

Pseudofusulina firma), сложенной неравномерно чередующимися биоцементолитами биогермными или биокластовыми, известняками комковато-сгустковыми и известняками биокластовыми с пелитоморфным цементом [9], разнообразие и численность остатков цианобактерий и водорослей снижается. В основном отмечаются редкие остатки цианобактерий, известковых зеленых и красных водорослей, характерные для центральной части скелетных холмов.

Анализ распределения водорослей в разрезе показывает, что максимальное развитие альгофлоры происходило в холодноложское время. В основании горизонта (фузулинидовая зона *Schwagerina vulgaris*) они наиболее многочисленны. В кровле же горизонта (фузулинидовая зона *Schwagerina moelleri*–*Pseudofusulina fecunda*) наблюдается наибольшее таксономическое разнообразие известковых водорослей, но количественно они уступают. Распределение альгофлоры контролировалось, вероятнее всего, глубиной вод. Большинство современных дазикладиевых и сифоновых растут в тропических и субтропических морских водах и ограничены мелкими средами, обычно 5 м, но не более 30–45 м [12; 13]. Во время понижения уровня воды и усиления её гидродинамической активности рост водорослей замедлялся, и они уступали место *Palaeoaplysina*, как это предполагали R. H. Breuninger с коллегами [14] в исследовании мелких биогермов в Айдахо. Понижение уровня воды, возможно, обусловлено высокочастотными гляциоэвстатическими изменениями уровня моря в пермское время [15].

Таким образом проведенное исследование позволило выявить изменения в составе известковых водорослей, характеризующих различные зоны на протяжении ассельского времени, что скорее всего связано с колебаниями уровня моря на фоне пермского климатического похолодания.

Исследования проводились в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040 600013-9) и ИГГ УрО РАН, тема 123011800010-5.

Литература

1. Chuvashov B.I. Permian reefs of the Urals // *Facies*. 1983. Vol. 8. P. 191–212
2. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
3. Чувашов Б.И., Анфимов А. Л. Новые известковые водоросли среднего карбона – нижней перми Урала и Приуралья // *Известковые водоросли и строматолиты*

(систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. С. 54–70.

4. Chuvashov B. I., Shuysky V. P., Ivanova R. M. Stratigraphical and facies complexes of the Paleozoic calcareous algae of the Urals, in: Barattolo F., De Castro P., Parente M. (eds), *Studies on fossil benthic algae*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 1993. Spec. Vol. 1, P. 93–119.
5. Варсанюфьева В. А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 121 листа // *Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин.*, вып. 289А, 1933. С. 1–44
6. Калашников Н. В., Михайлова З. П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // *Геология северо-востока европейской части СССР и севера Урала*. Сыктывкар, 1971. С. 61–65. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 14).
7. Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне верхней Печоры (р. Унья) // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 1956. Т. XXXI (2). С. 36–59.
8. Сандула А. Н. Нижнепермский рифогенный массив «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал) // *Геология рифов: Материалы междунаро. совещ.* Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–147.
9. Пономаренко Е.С. Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 177 с.
10. Ponomarenko E.S. Palaeoecological features of Lower Asselian (Lower Permian) carbonate skeletal mounds in the Pisanyi Kamen' section (Un'ya River, Northern Urals). *Depositional Rec.* 2021, 7. P. 311–332. <https://doi.org/10.1002/dep2.141>
11. Матвеева Н. А., Иванова Р. М. Раннеассельские цианобактерии и водоросли в органогенных постройках разреза «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал) // *Вестник геонаук*. 2024. 12(360). С. 26–36. DOI: 10.19110/geov.2024.12.3
12. Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973. 267 с.
13. Flügel E. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Berlin: Heidelberg Springer Verlag. 2010. 984 p.
14. Breuninger R.H., Canter K.L., Isaacson P.E. Pennsylvanian-Permian *Palaeoaplysina* and algal buildups, Snaky Canyon Formation, East-Central Idaho, U.S.A. // *Canadian Soc. Petrol. Geol.* 1989. Mem. 13. P. 631–637
15. Davies G.R. Lower Permian *Palaeoaplysina* mound, Northern Yukon, Canada // *Canadian Soc. Petrol. Geol.* 1989. Mem. 13. P. 638–642.
16. Beauchamp B. Permian climatic cooling in the Canadian Arctic // *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. 1994. V. 288. Boulder, Colorado. P. 229–246.



МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОМАТОЛИТОВЫХ РИФОВЫХ ПОСТРОЕК УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

Г.Ф. Поливкин^{1,2}, Д.В. Гражданкин¹

MORPHOLOGY AND PALAEOECOLOGY OF STROMATOLITE REEFS IN THE UPPER RIPHEAN UK FORMATION OF SOUTH URALS

G.F. Polivkin^{1,2}, D.V. Grazhdankin¹

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Although Proterozoic stromatolitic reefs possess all the properties of true ecologic reefs, their basic frame-building constituent remains elusive. We have addressed this question by studying a stromatolitic reef of the upper Tonian (<720 Ma) Uk Formation in one of the most complete and well exposed sections near the town of Ust-Katav (South Urals, Russia). Most notable are inclined and subhorizontal stromatolite columns, all growing in the same direction, that constitute asymmetric bioherms, with a steep nearly vertical side and a more gently sloping side. A comprehensive sedimentological study of this stromatolitic reef was undertaken with the aim to identify carbonate microfacies and reconstruct the architecture of the complex. We suggest that (1) the inclined and subhorizontal stromatolite columns in the Uk Formation have formed on a steep slope of a carbonate platform margin; (2) the Uk Formation in the section near Ust-Katav comprises a series of clinoforms with a relatively steep angle of progradation; and (3) each clinoform represents a parasequence consisting of distal fore-reef grainstones, proximal fore-reef grapestones, and stromatolite boundstone. The proximal fore-reef grapestones consist of aggregate grains, — micritised ooids, peloids, stromatolite clasts, and other grains bound together by carbonate cements, and coated by thin finely laminated, presumably microbially mediated micrite. The distal fore-reef grainstones are characterised by the ubiquitous molar tooth structure, which is indicative of early carbonate lithification. The reef itself grew by lateral accretion manifested in the inclined and subhorizontal increment of individual stromatolite columns. The stromatolite columns consist of highly discontinuous laminae, consistent with an origin by sediment precipitation (as opposed to sediment binding). We interpret growth of the stromatolites to have been dominated by chemogenic precipitation in response to an increase in calcium carbonate saturation of surface seawater.

Несмотря на междисциплинарный интерес к строматолитовым постройкам протерозоя и их потенциальной геобиологической роли в рассеивании волновой энергии, биостабилизации осадков, влиянии на циркуляцию и солёность прибрежных вод, основной строительный компонент этих построек остается слабо изученным [1–3]. Проблемы интерпретации усугубляются неопределенностью с выбором наиболее подходящего современного аналога строматолитов протерозоя [4–8]. Также очевидно, что наблюдаемые в геологической летописи вариации в форме и микроструктуре строматолитов отражают изменения как в матообразующих сообществах, так и в химическом составе океана [9, 10], поэтому очевидно, что далеко не для всех протерозойских строматолитов получится уверенно идентифицировать современные аналоги [3]. В связи с общим отсутствием четкого понимания того, что собой действительно представляют выделяемые таксоны строматолитов, и дефицитом надежных возрастных датировок, интерпретации наблюдаемых трендов в разнообразии строматолитов остаются спорными, как и выводы о стратиграфическом распределении конкретных таксонов строматолитов протерозоя. Тем не менее, различные исследователи указывают на заметное сокращение количественного и «таксономического» разнообразия строматолитов в позднем рифее (неопротерозое), что особенно хорошо проявлено на конусовидных элементах [10–18]. Эта закономерность была интерпретирована как проявление возрастающей роли микробальной активности в захвате и связывании осадков, что в конечном итоге могло привести к сокращению роли абиотического осадления синседиментарного цемента в общей структуре строматолитовых построек [9], хотя также нельзя исключать прогрессивную эволюцию химического состава мелководной морской среды в глобальном масштабе [18–20].

Проблема рифообразования в протерозое (способности строматолитообразующих организмов создавать сложные органогенные постройки, состоящие из комплекса взаимозаменяющихся, биогермных и сопутствующих им обломочно-органогенных и хемогенных пород, мощность которых значительно превышает мощность окружающих синхронных слоев) является не менее дискуссионной. Одни исследователи считают, что по своему разнообразию строматолитовые постройки мало чем отличались от классических фанерозойских рифов [21–23]. В литературе описаны крупные барьерные строматолитовые рифы на периферии открытых морских бассейнов, изолированные («лоскутные») рифы и куполовидные рифы («башенного» типа) протерозойского возраста [24–37], и даже глубоководные протерозойские биогермы, сформировавшиеся на палеосклоне в относительно спокойных условиях [38–42]. Другие исследователи [напр., 43], обращая внимание на низкую рельефообразующую способность строматолитовых столбиков и отсутствие видимых резких фациальных различий («склоновых фаций») в отложениях, синхронных строматолитовым постройкам, а также мелководный генезис толщ, нивелирующих строматолитовые постройки, обосновывают положение об отсутствии в протерозое рифов.

Мы рассмотрели все эти вопросы, изучив строматолитовый риф уксской свиты тонийского возраста в одном из наиболее полном и хорошо изученном обнажении вблизи г. Усть-Катав Челябинской обл. (Южный Урал, Россия). Особый интерес представляют наклонные и субгоризонтальные («стелющиеся») столбики строматолитов, растущие в одном направлении и представляющие собой асимметричные биогермы с крутой, почти вертикальной стороной и более пологим противоположным склоном. В строматолитах тонкие (от <100 до 500 мкм) относительно выдержанные

слойки светлого микроспарита и более толстые невыдержанные в пределах столбиков темные слойки пелоидного микрита перемежаются с вытянутыми вдоль напластования фенестрами. Слойки микроспарита имеют одинаковую толщину и демонстрируют высокую наследуемость, в то время как пелоидные слойки обычно линзообразные, сужающиеся и утолщающиеся вдоль залегания. Отдельные слойки имеют волнистую поверхность и явно обломочную структуру. Пелоидный микрит состоит из зерен микрита, сгруппированных либо залегающих в карбонатном иле; зерна округлые, иногда угловатые. Отдельные зерна также присутствуют в фенестрах. Фенестры, как правило, приурочены к крутым и нависающим субвертикальным поверхностям горизонтально растущих столбиков строматолитов, между слойками пелоидного микрита (снизу) и микроспарита (сверху). Происхождение фенестр связано с деформацией, выпячиванием и отделением поверхности микробных матов от строматолитовых столбиков. Межбиогермный материал представлен флотстоуном с удлиненными фрагментами пелоидального микробиялита (отслоившимися строматолитовыми слойками) и пелоидами, залегающими в микроспаритовом матриксе; обломки часто покрыты корочкой. В местах зарождения биогермов слойки в столбиках сохраняют признаки роста как вверх, так и вширь; однако, по мере нарастания столбиков, слойки на вершинах становятся тоньше, демонстрируя ярко выраженную латеральную аккрецию, что указывает на ограничение роста вверх. В результате строматолитовая постройка становится асимметричной.

Мы предполагаем, что укская свита в усть-катавском разрезе состоит из серии клиноформ с относительно крутым углом проградации, каждая из которых объединяет предрифтовые (интракластовые пакстоуны, радстоуны, грейнстоуны, пелоидные вакстоуны), рифовые (строматолитовые баундстоуны) и зарифовые фации (интракластовые пакстоуны и радстоуны и грейнстоуны). Грейпстоуны зарифовых фаций состоят из агрегатных зерен, в состав которых входят микритизированные ооиды, пелоиды, обломки строматолита и другие зерна, связанных между собой карбонатным цементом и покрытые тонкими слойками микрита, предположительно микробияльного происхождения. Существует ряд гипотез о механизмах образования агрегатных зерен, каждая из которых предполагает, что периоды подвижности донного осадка чередуются с периодами относительной стабильности (скопления агрегатных зерен традиционно рассматриваются как периоды крайне низких темпов осадконакопления). Мы предполагаем, что механизм образования агрегатных зерен в основном абиотический, а сцепление зерен в агрегаты могло быть связано как с насыщенностью морской воды карбонатом кальция, так и с условиями осадконакопления; абразия, по-видимому, играла важную роль в формировании агрегатных зерен). В предрифовых отложениях повсеместно распространена своеобразная текстура molar tooth, указывающая на раннюю карбонатную литификацию осадка. Рифрос за счет латеральной аккреции, проявляющейся в наклонном и субгоризонтальном приросте отдельных столбиков строматолита. Строматолитовые столбики состоят из линзовидных пластинок, что позволяет предполагать их происхождение в результате биологически индуцированного хемотропного осаждения осадка (в отличие от захвата и связывания осадка). Мы интерпретируем рост строматолитов как результат преимущественно хемотропного осаждения в ответ на увеличение насыщенности поверхностной морской воды карбонатом кальция.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00202, <https://rscf.ru/project/23-17-00202> на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН.

Литература

1. Grotzinger J. P., James N. P. Precambrian carbonates: evolution of understanding // Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World / Grotzinger, J. P., James N. P. (Eds). SEPM Spec. Publ. 2000. No 67. P. 3–22.
2. Awramik S. M., Grey K. Stromatolites: biogenicity, biosignatures, and bioconfusion // Astrobiology and Planetary Missions. Proc. of SPIE. 2005. V. 5906. 59060P.
3. Riding R. The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research // Advances in Stromatolite Geobiology / Reitner J. et al. (Eds.). Lect. Notes Earth Sci. 2011. V. 131. P. 20–74.
4. Reid P., Visscher P. T., Decho A. W. et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites // Nature. 2000. V. 406. P. 989–992.
5. Reid R. P., Foster J. S., Radtke G. et al. Modern marine stromatolites of Little Darby Island, Exuma Archipelago, Bahamas: environmental setting, accretion mechanisms and role of euendoliths // Advances in Stromatolite Geobiology / Reitner J. et al. (Eds.). Lect. Notes Earth Sci. 2011. V. 131. P. 77–89.
6. Frantz C. M., Petryshyn V. A., Corsetti F. A. Grain trapping by filamentous cyanobacterial and algal mats: implications for stromatolite microfabrics through time // Geobiology. 2015. V. 13. P. 409–423.
7. Edwards M. J. K., Anderson C. R., Perissinotto R. et al. Macro- and meso-fabric structures of peritidal tufa stromatolites along the Eastern Cape coast of South Africa // Sediment. Geol. 2017. V. 359. P. 62–75.
8. Smith A., Cooper A., Misra S. et al. The extant shore platform stromatolite (SPS) facies association: a glimpse into the Archean? // Biogeosciences. 2018. V. 15. P. 2189–2203.
9. Knoll A. H., Semikhatov M. A. The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // PALAIOS. 1998. V. 13. P. 408–422.
10. Grotzinger J. P., Knoll A. H. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1999. V. 27. P. 313–358.
11. Walter M. R., Heys C. R. Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites // Precambrian Res. 1985. V. 29. P. 149–174.
12. Awramik S. M. Archean and Proterozoic stromatolites // Calcareous Algae and Stromatolites / Riding R. (Ed.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 289–304.
13. Awramik S. M. The history and significance of stromatolites // Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources / Schidlowski M. (Ed.). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 435–449.
14. Семихатов М. А., Раабен М. Е. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 3–12.
15. Семихатов М. А., Раабен М. Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 10–32.
16. Семихатов М. А., Раабен М. Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 10–32.
17. Раабен М. Е., Семихатов М. А. Динамика глобального разнообразия надродовых группировок строматолитов в протерохое // Докл. РАН. 1996. № 2. С. 234–238.
18. Peters S. E., Husson J. M., Wilcots J. The rise and fall of stromatolites in shallow marine environments // Geology. 2017. V. 45. P. 487–490.

19. Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial- algal mats and biofilms // *Sedimentology*. 2000. V. 47. Suppl. 1. P. 179- 214.
20. Riding R. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic- Cambrian changes in atmospheric composition // *Geobiology*. 2006. V 4. P. 299- 316.
21. Grotzinger J. P. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype // *Controls on Carbonate Platform and Basin Development* / Crevello P. D. et al. (Eds). SEPM Spec. Publ. 1989. No. 44 P. 79- 106
22. Grotzinger J. P. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // *Am. J. Sci.* 1990. V 290A. P. 80- 103
23. Grotzinger J. P. Trends in Precambrian carbonate sediments and their implication for understanding evolution // *Early Life on Earth* / Bengtson S. (Ed.) New York: Columbia University Press. Nobel Symposium No 84. P. 245- 258.
24. Хабаров Е. М. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 125 p.
25. Хабаров Е.М. Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 8. С. 1149- 1169.
26. Хабаров Е. М. Карбонатная седиментация в мезопротерозойских бассейнах юга Восточной Сибири и некоторые вопросы эволюции рифообразования в докембрии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 10. С. 1447- 1465.
27. Grotzinger J.P. Evolution of early Proterozoic passive margin carbonate platform: Rocknest Formation, Wopmay Orogen N.W.T. Canada // *J. Sediment. Petrol.* 1986. V. 56. P. 831- 847.
28. Grotzinger J. P. Construction of early Proterozoic (1.9 Ga) barrier reef complex, Rocknest platform, Northwest Territories // *Reefs - Canada and Adjacent Areas* / Geldsetzer H. et al. (Eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. 1988. No. 13. P. 30- 37.
29. Grotzinger J. P., Watters W A., Knoll A. H. Calcified metazoans in thrombolite-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia // *Paleobiology*. 2000. V 26. P. 334- 359.
30. Beukes N. J. Facies relations depositional environments and diagenesis in a majorearly Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Campbellrand Subgroup, Transvaal Supergroup, southern Africa // *Sediment. Geol.* 1987. V 54. P. 1- 46.
31. Narbonne G. M., Kaufman A. J., Knoll A. H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windemere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *GSA Bulletin*. 1994. V. 106. P. 1281- 1292
32. Narbonne G. M., James N. P., Rainbird R. H. et al. Early Neoproterozoic (Tonian) patch reef complexes, Victoria Island, Arctic Canada // *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World* / Grotzinger J. P., James N. P. (Eds.). SEPM Spec. Publ. 2000. No 67. P. 163- 177.
33. Grotzinger J. P., Bowring B. Z., Saylor B. Z. et al. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science*. 1995. V 270. P. 598- 604.
34. Grotzinger J. P., Adams E. W., Schröder S. Microbial-metazoan reefs of the terminal Proterozoic Nama Group (c. 550- 543 Ma), Namibia // *Geol. Mag.* 2005. V 142. P. 499- 517.
35. Хабаров Е. М., Таныгин Г. И., Варакина И. В. и др. Структура и динамика формирования барьерных рифов в позднерифейском задуговом бассейне Енисейского края (свита Серого Ключа) // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 7. С. 973- 986.
36. Петров П.Ю., Семикхатов М.А. Верхнерифейский строматолитовый рифовый комплекс: свита буровой Туруханского района Сибири // *Литология и полезн. ископаемые*. 1998. № 6. С. 604- 628.
37. Petrov P. Yu., Semikhatov M. A. Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. P. 257- 281.
38. Aiken J. D. Giant algal reefs, middle/upper Proterozoic Little Dal Group (>770, <1200 Ma), Mackenzie Mountains, N. W. T., Canada // *Reefs - Canada and Adjacent Areas* / Geldsetzer H. et al. (Eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. 1988. No. 13. P. 13- 23.
39. Kerans C., Donaldson J. A. Deepwater conical stromatolite reef, Sulky Formation (Dismal Lakes Group), Middle Proterozoic, N. W. T. // *Reefs - Canada and Adjacent Areas* / Geldsetzer H. et al. (Eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. 1988. No. 13. P. 81- 88.
40. Turner E. C., Narbonne G. M., James N. P. Neoproterozoic reef microstructures from the Little Dal Group, northwestern Canada // *Geology*. 1993. V. 3. P. 259- 262.
41. Narbonne G. M., James N. P. Mesoproterozoic deep-water reefs from the Borden Peninsula, Arctic Canada // *Sedimentology*. 1996. V. 43. P. 827- 848.
42. Turner E. C., Narbonne G. M., James N. P. Framework composition of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbialites, MacKenzie Mountains, N.W.T., Canada // *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World* / Grotzinger, J. P., James N. P. (Eds). SEPM Spec. Publ. 2000. No 67. P. 179- 208.
43. Кузнецов В. Г. Существовали ли рифы в протерозое? // *Литология и полезн. ископаемые*. 2008. № 2. С. 202- 208.



БИОГЕННЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРИТА В ДОННЫХ ОСАДКАХ

В.И. Ракин

BIOGENIC MODELS OF PYRITE FORMATION IN BOTTOM SEDIMENTS

V.I. Rakin

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

Physical models of formation of disseminated and framboidal pyrite in sedimentary rocks, in which the limiting process is microbial sulfate reduction, are proposed. The formation of disseminated single-crystal pyrite is divided into nucleation and growth stages. In the dynamic microbial system the negative feedback associated with hydrogen sulfide production by microorganisms is realized. At the first stage, still in the course of sludge accumulation, iron is concentrated in the form of monosulfide, which is further used by the biological system for utilization of produced hydrogen sulfide. The result of crystallization of disseminated pyrite is a compact size distribution of grown crystals with a coefficient of variation half as large as for the laws of distribution of

nucleated crystals and organic matter in the sedimentary rock space. The second model of framboidal pyrite describes a colonial community of organisms for which emergency utilization of released toxic hydrogen sulfide occurs by formation of an individual pyrite crystal by a separate cell in the extracellular polymer sheath. The model describes the main distinguishing features of framboidal pyrite: strict calibration of microcrystals, perfect crystallographic faceting of individuals, absence of signs of crystal aggregation and confirms the observed size distribution of framboids in deep-sea sediments of the Black Sea.

Предложены физические модели образования рассеянного и фрамбоидального пирита в осадочных породах, в которых лимитирующим процессом считается микробная сульфатредукция. Эти явления происходят за геохимическим барьером в средах, где содержание свободного кислорода ничтожно.

Модель рассеянного монокристалльного пирита учитывает две стадии — зародышеобразования и роста кристалла. Важно, что производство сероводорода микроорганизмами в динамической системе, содержащей рассеянное органическое вещество управляется отрицательной обратной связью: чем выше концентрация сероводорода, тем большее количество организмов отмирает в процессе размножения и соответственно концентрация падает, и наоборот. Существенным элементом модели является накопление двухвалентного железа в осадке в форме моносulfида (кристаллические разновидности — грейгит, макинавит и др.). Весьма слабо растворимые новообразованные фазы за счет реакции растворения способны выравнивать содержание двухвалентного железа по глубине пористого осадка на уровне концентрации, характерной для придонных вод Черного моря (0.3 мкмоль/л [1]). Это важное обстоятельство наряду с действием отрицательной обратной связи в производстве сероводорода микроорганизмами создают близкое к равномерному распределение железа и серы с концентрацией около 2 ммоль/л [2] в донном осадке в пределах первых сантиметров по глубине и по площади (область однородности исходных компонентов). Таким образом, в осадке создаются условия для зародышеобразования пирита. На основании редкости событий зарождения кристаллов была использована модель случайного процесса Пуассона в области однородности. Однако, за пределами области однородности колебания концентрации исходных веществ приводят к гамма-распределению числа зародившихся кристаллов N в единице объема осадка в слое.

По мере утилизации органического вещества осадка клетками-сульфатредукторами и роста зародившихся кристаллов пирита, когда скорость производства сероводорода в единицах моль/(л·с) сравняется со скоростью встраивания серы в структуру пирита в данной локальной области осадка, зарождение новых кристаллов прекратится и продолжится только стадия роста кристаллов пирита. Со временем и вторая стадия завершится, и тогда средний размер выросших кристаллов пирита будет проявлять зависимость не только от плотности зародившихся кристаллов, но и от количества усвоенного сульфатредукторами органического вещества, в единице объема осадка. Таким образом, поперечный размер кристалла пирита D (м) в диагенетически преобразованном осадке в единице объема литифицированной породы является функцией двух независимых случайных величин — числа кристаллов N (1/м³) и массы образовавшегося пирита, которая пропорциональна плотности исходного органического осадка M (кг/м³), использованного сульфатредукторами:

$$D = Z_p (M/N)^{1/3} \quad (1)$$

Можно показать, что распределение органического вещества в толще непрерывно и равномерно накапливающихся силикатно-карбонатных глубоководно-морских отложений описывается по аналогии с механизмом флуктуационного дислокационного роста кристалла [3] также гамма-распределением.

В итоге, размер кристалла пирита формально определяется четырьмя параметрами двух различных по происхождению гамма-распределений. Расчет закона распределения вероятности $D(1)$ был выполнен методом Монте-Карло в широком диапазоне параметров формы гамма-распределений. Установлено, что плотность вероятности случайной величины длины ребра кубического кристалла пирита описывается логнормальным распределением. Коэффициент вариации длины ребра пирита k_p всегда оказывается вдвое — втрое меньше коэффициентов вариаций M и N в большом диапазоне от 0.2 до 0.8, зависит от параметров формы двух гамма-распределений, а параметры масштаба двух распределений M и N определяют характерный линейный размер кристаллов — сомножитель Z_p (м/кг^{1/3}).

Таким образом, на биогенный механизм формирования рассеянного пирита может указывать сочетание двух статистических признаков: логнормальное распределение размеров одиночно расположенных кристаллов в однородном осадочном слое по площади не более десятка дм² и коэффициент вариации размеров кристаллов, не превышающий 0.4.

Биогенная модель фрамбоидального пирита основана на колониальном механизме развития одноклеточных организмов — сульфатредукторов на субстрате. Каждый из микроорганизмов колонии в пределах внеклеточной пленки органического состава (extracellular polymeric substance — EPS) выращивает индивидуальный кристалл пирита. Кристалл пирита представляет собой раскристаллизованные отходы жизнедеятельности отдельного одноклеточного организма, находящегося в составе колонии. Завершение роста кристалла пирита около 1 мкм в поперечнике, связано с началом деления клетки на две дочерние. Кристаллы пирита, упакованные каждый в остатки внеклеточной пленки формируют общую сферическую подложку, на которой располагаются активно растущие клетки колонии. Этот процесс продолжается до тех пор, пока площадь, занимаемая живыми клетками, не достигнет свободной поверхности агрегата кристаллов пирита. Следующий акт деления клеток приводит к отмиранию колонии. Второй слой клеток уже не имеет возможности закрепиться на подложке, а внутренние клетки изолируются от питания, но главное, быстро увеличивается производство сероводорода выше критического значения 2–3 ммоль/л, которое становится смертельной для всей колонии [2]. В результате размер фрамбоида составляет обычно от 5 до 50 мкм.

Размножение клеток простым делением при свободном доступе питательного вещества описывается хорошо известным уравнением:

$$n = \exp \beta t$$

Легко предположить, что при делении клеток не все дочерние организмы выживают, и на это обстоятельство влияет количество питательного вещества, расположенного поблизости. Поэтому коэффициент b будет пропорционален плотности исходного органического осадка M , которая описывается упомянутым выше гамма-распределением.

Из описанной модели следует, что конечный диаметр фрамбоида будет определяться функцией случайной величины B , значение которой для колонии составляет текущее значение b , характерное для области однородности:

$$D_f = \frac{Z_f}{B} \quad (1)$$

Методом Монте Карло при некоторых параметрах модели может быть получена плотность распределения диаметра фрамбоида, хорошо описывающая эмпирические данные для Черного моря [4]. Важным свойством модели является также слабая зависимость множителя Z_f от локального содержания органического вещества в месте расположения фрамбоида. Описанная выше отрицательная обратная связь между числом организмов и количеством питательного вещества для колониальных организмов проявляется в том, что чем больше питательного вещества, тем больше вероятность случайной ранней гибели колонии и наоборот.

Таким образом, биогенная модель фрамбоидального пирита определяет главные отличительные черты фрамбоидального пирита: строгую калиброванность микрокристаллов, совершенную кристаллографическую огранку индивидов и отсутствие признаков срастания кристаллов, а также подтверждает наблюдаемое распределение фрамбоидов по размерам в глубоководно-морских отложениях.

Литература

1. Dubinin A. V. Demidova T. P., Dubinina E. O. et al. Sinking particles in the Black Sea waters: Vertical fluxes of elements and pyrite to the bottom, isotopic composition of pyrite sulfur, and hydrogen sulfide production // *Chemical Geology*. 2022. V. 606. № 20. 120996
2. Заварзин Г. А., Колотилова Н. Н. Введение в природоведческую микробиологию: Учебное пособие. М: Книжный дом «Университет», 2001. 256 с.
3. Rakin V. I. Crystal growth rate in the model of thermodynamic fluctuations // *Crystallography Reports*. 2022. V. 67. № 7. P. 1259–1268.
4. Wilkin R. T., Barnes H. L., Brantley S. L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 20. P. 3897–3912.



ВТОРИЧНАЯ КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ФОРАМИНИФЕР: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ В КОНТЕКСТЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕТАНОВЫХ ЭМИССИЙ

А. В. Романова¹, Л. О. Утюпин¹, С. П. Плетнев², В. К. Аннин²

SECONDARY CARBONATE MINERALIZATION OF FORAMINIFERA: GEOCHEMICAL FEATURES IN THE CONTEXT OF HOLOCENE METHANE EMISSIONS

A. V. Romanova¹, L. O. Utyupin¹, S. P. Pletnev², V. K. Annin²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева, Владивосток, Россия

Carbonate sediments formed through biological and abiotic processes serve as crucial indicators of oceanic ecosystem health. Changes in ocean pH and carbon dioxide levels can alter the mineralogical composition of these sediments, reflecting ecosystem stability or instability. Recent paleoceanographic research has uncovered evidence that natural processes on Earth have been frequently disrupted by abrupt climate changes, often linked to past methane emissions. This study focuses on the isotopic composition of foraminifera carbonate shells from the seabed off Northeast Sakhalin, employing advanced imaging and geochemical techniques to investigate early diagenetic changes and their implications for understanding past and present methane emissions. The findings highlight the significance of foraminifera as biomarkers for analyzing methane events and their impact on global climate processes, emphasizing the need for further research in the unique conditions of the Russian Far East seas to enhance our understanding of climate dynamics and their consequences.

Изучение глобальной карбонатной системы позволяет оценивать степень взаимодействия океана, суши и атмосферы как в прошлом, так и настоящем. В эпохи глобальных потеплений океанские воды поглощают огромное количество парникового углекислого газа и изолируют большую его часть от контакта с атмосферой, тем самым смягчая климатическую обстановку. Современные инструментальные наблюдения в океане доказывают, что такая консервация CO_2 отражается на химическом составе самой воды: происходит снижение pH и концентрации карбонат-ионов и насыщения

карбоната кальция (CaCO_3). Этот процесс, называемый закислением океана, может иметь необратимые последствия для морских кальцификаторов, в частности карбонатных фораминифер, наннопланктона и панцирных птеропод. Закисление океана может привести к снижению скорости кальцификации [1], растворению или частичному повреждению внешних оболочек карбонатных скелетов. Из-за чувствительности своих раковин фораминиферы используются в качестве биологических индикаторов закисления океана и диagenетических изменений в карбонатных осадках [2].

На современном этапе развития палеоокеанологических исследований наблюдается возрастающее количество доказательств, свидетельствующих о том, что нормальное течение естественных процессов на Земле многократно прерывалось резкими климатическими изменениями. Эти события, как утверждают многие исследователи, могут быть связаны с эмиссиями метана в прошлом [3, 4]. Исследование изотопного состава карбоната, полученного из фораминифер, может дать ценную информацию о прошлых климатических условиях. В качестве эффективного индикатора для регистрации таких событий выступают негативные сдвиги (экскурсы) в изотопной записи, отражающие соотношение изотопов углерода $\delta^{13}\text{C}$, зафиксированные в раковинах ископаемых фораминифер [5, 6]. В отличие от редких находок карбонатных конкреций и малакофауны, которые также могут служить маркерами метановых эмиссий, фораминиферы являются широко распространенными организмами, встречающимися практически повсеместно и в значительном количестве в морских осадках. Проходя через осадочные толщи, метан, в результате биохимических процессов, может дополнительно формировать вторичный метанопродуктивный кальцит (МДАК) на ископаемых раковинах фораминифер, что приводит к изменению их прижизненного сигнала $\delta^{13}\text{C}$. Одним из наиболее перспективных регионов для оценки как современных, так и древних потоков метана являются моря Российского Дальнего Востока, где активные тектонические процессы и наличие метановых гидратов создают уникальные условия для изучения этих явлений.

Образцы бентосных и планктонных фораминифер были получены из колонки LV 50-05, отобранной в зоне активного выхода метана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина в Охотском море (см. рисунок). Раковины фораминифер были изучены методами компьютерной рентгеновской томографии (КТ), геохимии изотопов, световой и сканирующей микроскопии (СЭМ) с возможностью элементного анализа (ЭДС).

Визуальные, минералогические и изотопные исследования раковин фораминифер предоставляют значимую информацию о степени ранних диагенетических изменений, происходящих в этих биомаркерах. Раковины фораминифер, отобранные из слоя глубиной 20–30 см, демонстрируют отличную сохранность, имеющие морфологические характеристики, аналогичные живым формам. Эти раковины обладают блестящей, прозрачной поверхностью и гладкими стенками, что делает возможным детальное изучение их морфологических особенностей, таких как камеры и швы, с использованием стереомикроскопии. СЭМ показала, что на наружных и внутренних стенках раковин отсутствуют аутигенные зерна и кристаллы, а поры остаются открытыми. Стенки раковин имеют однородную структуру с четко определенными контурами. ЭДС указывает на то, что стенка раковины состоит из низкомagneзиального кальцита (содержание MgCO_3 составляет 0.2 wt%), что подтверждает отсутствие значительных значений магния. Изотопные данные показывают разнообразие значений $\delta^{13}\text{C}$ (‰) для различных видов: *N. pachyderma* 0.82, бентосных *N. labradorica* -0.86, *U. parvocostata* -1.42, *E. batialis* -2.53, *Cassidulina spp* -1.04. Такие вариации «чистых» раковин может указывать на различия в их экологических условиях обитания. В слое глубиной 210–215 см наблюдается промежуточная степень обрастания раковин, что проявляется в умеренных

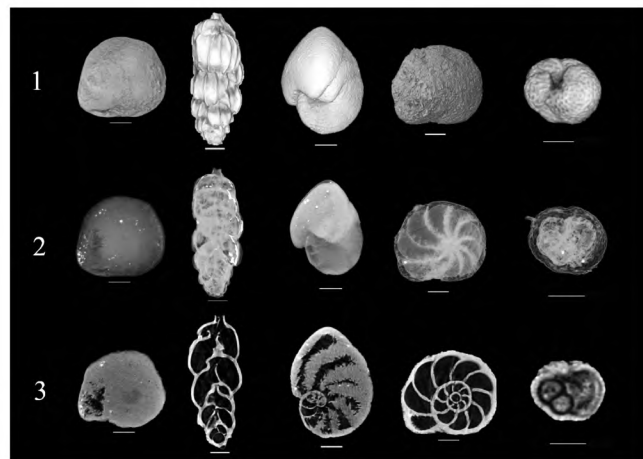


Рисунок. Трехмерные изображения фораминифер, отобранных из интервала керна 470–475 см, полученные с помощью компьютерной рентгеновской томографии с указанием сегментации пустот в камерах, внешней морфологии и внутренних кальцитовых стенок. Все масштабные линейки составляют 100 мкм. Сверху вниз: 1) объемное микротомографическое изображение, 2) микротомографическое изображение в режиме просвечивания, 3) микротомографическое поперечное сечение раковины. Слева направо: *Cassidulina* sp., *U. parvocostata*, *N. labradorica*, *E. batialis*, *N. pachyderma*.

изменениях цвета и текстуры стенок. Эти раковины, в частности *N. labradorica*, демонстрируют неравномерное покрытие кальцитом. На стенках наблюдаются начальные признаки нарастания вторичного кальцита, что свидетельствует о продолжающемся диагенетическом процессе. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для этого слоя также показывают значительную инвариантность, что может быть связано с изменениями в условиях осаждения аутигенного карбоната и морфологического типа раковины: *N. pachyderma* -12.63, бентосных *N. labradorica* -22.93, *U. parvocostata* -1.34, *E. batialis* -3.24, *Cassidulina* sp. -5.80. Раковины из слоя глубиной 470–475 см проявляют выраженные изменения, связанные с интенсификацией диагенетических процессов. Эти раковины имеют характерные изменения цвета и текстуры, а также значительное обрастание аутигенным карбонатом, присутствуют многочисленные включения, представленные пиритом. СЭМ-ЭДС подтверждает, что кристаллы кальцита с относительно повышенным содержанием магния (4–6%) образуют сплошную корку на стенках раковин, при этом раковины *N. pachyderma* теряют свои морфологические признаки. Значения $\delta^{13}\text{C}$ (‰) планктонного вида *N. pachyderma* -24.81, бентосных *N. labradorica* -23.70, *U. parvocostata* -5.98, *E. batialis* -10.96.

КТ-изображения показывают наличие толстого «нараста» на внутренних стенках раковин [7]. Измеренные объемные параметры бентосных фораминифер показывают заметное увеличение среднего объема раковины. Стоит отметить, что быстрый, неразрушающий метод рентгеновской микротомографии не требует пробоподготовки и позволяет получить истинное 3D изображение, что дает перспективный инструмент для изучения образования вторичного аутигенного карбоната на раковинах фораминифер.

Полученные данные о минералогическом составе и изотопном составе раковин фораминифер, а также результаты визуальных и микроскопических исследований подтверждают на региональном уровне значимость этих организмов для успешной регистрации метановых эмиссий и их влияния на глобальные климатические процессы. Ус-

тановленные вариации в значениях $\delta^{13}\text{C}$ указывают на разнообразие экологических условий обитания фораминифер, а также на разную степень ранних диагенетических изменений их раковин. Результаты исследования подчеркивают актуальность изучения фораминифер как биомаркеров, способных предоставить ценную информацию о древних и современных метановых потоках и их роли в климатической системе Земли. Учитывая уникальные условия морей Российского Дальнего Востока, дальнейшие исследования в этой области могут значительно расширить наше понимание динамики региональных климатических изменений и их последствий.

Литература

1. Schiebel, R., Spielhagen, R. F., Garnier, J., Hagemann, J., Howa, H., Jentzen, A., et al. Modern planktic foraminifers in the high-latitude ocean // *Mar. Micropaleontol.* 2017. V. 136. P. 1–13. DOI: 10.1007/978-3-662-50297-6_1
2. Moy A. D., Howard W. R., Bray S. G., Trull T. W. Reduced calcification in modern Southern Ocean planktonic foraminifera. *Nat. Geosci.* 2009. N2. P. 276–280. DOI: 10.1038/ngeo460
3. Плетнев С.П., Ву Ю., Романова А.В., Аннин В.К., Уткин И.В., Верещагина О.Ф. Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ раковин

бентосных фораминифер: голоценовая история метановых событий в центральной части Охотского моря // *Геология и геофизика.* 2020. Т. 61. №4. С. 527–545.

4. Panieri G., Camerlenghi A., Conti S., Pini G.A., Cacho I. Methane seepages recorded in benthic foraminifera from Miocene seep carbonates, Northern Apennines (Italy) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2009. V. 284. P. 271–282.
5. Rathburn A.E., Perez M.E., Martin J.B., Day S.A., Mahn C., Gieskes J., Ziebis W., Williams D., Bahls, A. Relationship between the distribution and stable isotopic composition of living benthic foraminifera and cold methane seep biogeochemistry in Monterey Bay, California // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V.4, 1106. P. 1–28. DOI:10.1029/2003GC000595
6. Hill T. M., Stott L., Valentine D. L. Isotopic evidence for the incorporation of methane-derived carbon into foraminifera from modern methane seeps, Hydrate Ridge, Northeast Pacific // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2004. P. 4619–4627.
7. Утюпин Л.О., Ушкова М.А., Романова А.В., Плетнев С.П., Поселужная А.В. Применение методов рентгеновской микротомографии для выявления ранних диагенетических изменений раковин фораминифер // *Вестник ДВО РАН.* 2024. №5. С. 135–146.



ГЁТИТОВЫЕ ФРАМБОИДЫ В ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ (Р.ЩУГОР, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В.А. Салдин, Б.А. Макеев, А.С. Шуйский

GOETHITE FRAMBOIDS IN THE UPPER SILURIAN SEDIMENTS (SHCHUGOR RIVER, CIRCUMPOLAR URALS)

V.A. Saldin, B.A. Makeev, A.S. Shuisky

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

A 0.5 m thick layer (or lenticular interbed) of brown ironstone was discovered in the marine predominantly carbonate sediments of the Upper Silurian on the Shchugor River in the Subpolar Urals. The ironstone is confined to the interval of the section composed of sandy limestones and quartz sandstones. Brown ironstone has a clastic structure (size 0.2–15 mm). The clasts are composed of framboidal goethite of the «sunflower» morphotype with a variable size of the core diameter from 12 μm to 90 μm . Euhedrally shaped goethite crystals were also found. Pseudomorphic replacement of framboidal and euhedral pyrite was inferred, probably in subaerial conditions. The problem of abundant source of iron and organic matter is not clarified.

Фрамбоиды — это один из морфотипов минеральных агрегатов, обычно шаровидной формы диаметром от нескольких до 200 мкм, состоящий из правильных микрокристаллитов. Фрамбоиды пиритового состава широко распространены, особенно в осадочных породах, которым посвящены многочисленные публикации [1, 8, 9 и др.]. Непиритовые фрамбоиды встречаются гораздо реже. Известны фрамбоиды магнетита, гематита, гетита, халькозина, кобальтита, халькопирита, дигенита, арсенопирита и др. [4, 6, 8, 9].

Наш доклад посвящен фрамбоидному гетиту в верхнесилурийских породах на западном склоне Приполярного Урала. Важно отметить, что минералы с фрамбоидной структурой в осадочных породах относятся к аксессуарным, тогда как изученные нами фрамбоиды гетита являются пороодообразующим компонентом. Аналитические исследования включали оптическую и сканирующую электронную микроскопию, рентгеноструктурный анализ.

Объектом исследований были выходы верхнесилурийских пород на р. Щугор, в районе устья р. Гердью (обн. 6, нумерация по А.И. Першиной). Здесь находится стратотипический разрез гердьюского надгоризонта для отложений лудловской серии Западного склона Урала. Он сложен разнообразными типами известняков (органогенных, пелитоморфных, водорослевых, строматолитовых, глинистых, песчанистых, доломитизированных), доломитов и редко аргиллитов и кварцевых песчаников, общей мощностью около 200 м. Породы включают богатый комплекс морских органических остатков — остракод, брахиопод, табулятоморфных кораллов, строматопороидей и др.

Рассматриваемые отложения в палеогеографическом плане формировались в обстановках мелководного шельфа пассивной окраины Восточно-Европейского континента.

При сборе остракод в верхнесилурийских отложениях нами были случайно найдены бурые железняки, при-

уроченные к нижней части надгоризонта. Они встречаются в виде развалок (щебенка и глыбы), образующих полосу шириной около 0.6 м, прослеживаемую на расстоянии 7 м. Эта полоса ориентирована согласно напластованию (слои круто падают на юго-восток под углом 70–80°). Для бурых железняков характерна обломочная структура от долей миллиметра до 2.5 см, видимая невооруженным взглядом и под микроскопом (рисунок, А, Б). Отдельные обломки имеют тонкое зональное строение, выраженное цветом. Встречаются обломки сложного строения, когда более крупные состоят из более мелких. Повсеместно развиты поры и каверны.

Определение гетита основывается на данных рентгеноструктурного анализа, показывающего главные линии на дифрактограммах: 4.19–4.20, 2.70 и 2.45. Под микроскопом установлено, что обломочная часть бурого железняка имеет фрамбоидную структуру. Диаметр фрамбоидов изменяется от 12 до 90 мкм. По размерам диаметров и строению они грубо разделены на две группы: 1) менее 40 мкм и 2) более 40 мкм. Распространены фрамбоиды первой группы с характерным розеточным видом — радиальные вытянутые кристаллы гетита окружают округлое ядро (рисунок, В, Г). Такой морфотип фрамбоидов называют «подсолнухами» [9]. Длина радиально-лучистых кристаллов сопоставима с диаметром ядра. Для второй группы фрамбоидов характерно более четкое и правильное внутреннее строение — микрокристаллиты располагаются ровными рядами.

Гетит встречен и на стенках каверн в виде псевдоморфоз по октаэдрическим и кубооктаэдрическим кристаллам пирита (размер 40–100 мкм). По-видимому, наблюдаемые многоугольники в срезе полировки также относятся к этим кристаллам. Встречены единичные гетитовые ооиды субовальной формы (0.3х0.4 мм) и их обломки. Кроме гетита под электронным микроскопом установлены сидерит, Mn-оксиды, кварц, иллит (мусковит), хлорит, минералы оксидов Ti и циркон.

Обсуждение. Исследования непиритовых фрамбоидов в осадочных породах показало их вторичное образование по пириту [4, 8]. Гетитовые фрамбоиды возникают в результате окисления пирита и его псевдоморфного замещения. Нам представляется, что гетит в верхнесилурийских железняках на р. Щугор также является вторичным. Об этом свидетельствует «подсолнуховый» морфотип фрамбоидов характерный только для пирита. Обломочная структура железняков, их концентрическая зональность и пористость/кавернозность, а также отсутствие известковых органических остатков, широко распространенных в выше и ниже лежащих отложениях, указывают на процессы выветривания (дробления, растворения и окисления) в субаэральных условиях.

Фрамбоидные пириты в осадочных породах считаются, главным образом, раннедиагенетическими образованиями в восстановительных или слабо-кислородных обстановках [6, 8, 10]. Количество образования пирита в осадке контролируется скоростью поступления разлагаемого органического вещества, растворенного сульфата и реактивных обломочных минералов железа [2]. Пирит образуется при неглубоком захоронении в результате реакции обломочных минералов железа с сероводородом. Сероводород, в свою очередь, возникает в результате восстановления промежуточного растворенного сульфата бактериями с использованием осадочного органического веще-

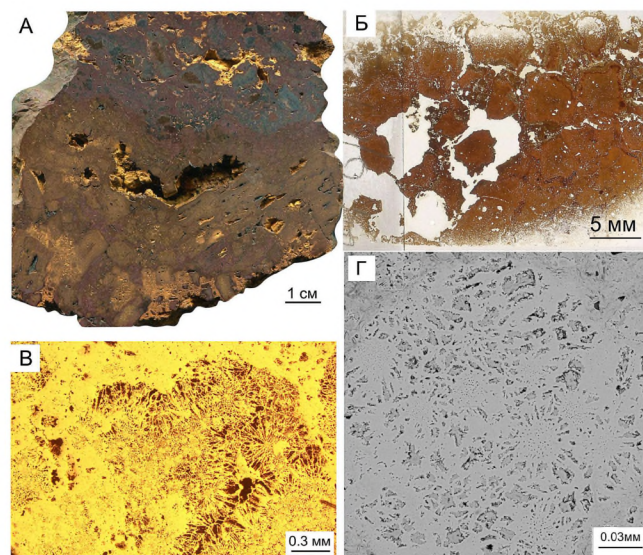


Рисунок. Фрамбоидные гетиты в верхнесилурийских бурых железняках (обн. 6, р. Щугор, Приполярный Урал).

А, Б — обломочная структура и поры каверны характерные признаки железняков (А — полировка штучного образца, Б — полированный шлиф); В, Г — фрамбоиды гетита типа «подсолнуха» (В — полированный шлиф, Г — скол породы; изображения СЭМ)

ства в качестве восстановителя и источника энергии. Основными источниками железа в морских отложениях были обломочные минералы оксидов/гидроксидов железа, поставляемые с суши [5]. На возможное поступление железистых минералов с суши в верхнесилурийские морские осадки косвенно указывает присутствие в разрезе слоев кварцевых песчаников и песчаных известняков, среди которых был обнаружен бурый железняк. Состав силурийских отложений и характерный для них комплекс органических остатков свидетельствуют об образовании фрамбоидов пирита в нормально морских условиях, для которых органическое вещество является основным фактором, контролирующим образование пирита. Источником органического вещества могли служить морские растительные и животные организмы, но они могли составлять лишь его незначительную часть. Однако для образования пиритового пласта/линзы(?) в нормально морских условиях источников железа и органического вещества явно недостаточно, не исключено их поступление в результате гидротермальных флюидов или сипов. Размеры фрамбоидных пиритов являются индикатором окислительно-восстановительных условий — аноксических, эксинных и диоксических [6, 10, 11]. Размеры изученных фрамбоидов и их изменчивость указывают на субоксические условия диагенеза верхнесилурийских отложений.

В заключение сделаем следующие выводы:

1. Впервые в разрезе верхнесилурийских отложений на р. Щугор установлены бурые железняки, слагающие пласт или линзовидное тело мощностью около 0.3–0.5 м.
2. Бурые железняки сложены, главным образом, фрамбоидным гетитом, образованным в результате окисления пирита в субаэральных условиях;
3. Образование фрамбоидного пирита происходило в морских отложениях в раннем диагенезе в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий в субоксических условиях. Однако остаются не установленными основные источники органического вещества и железа.

Литература

1. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation // Amer. J. Sci. 1970. V. 268 P. 1– 23.
2. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: an update // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 605– 615.
4. Muce A., Badejoko T. A., Akande S. O. Petrographic-microchemical studies and origin of the Agbaja Phanerozoic Ironstone Formation, Nupe Basin, Nigeria: a product of a ferruginized ooidal kaolin precursor not identical to the Minette-type. // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 284– 296.
5. Raiswell R., Canfield D.E. Sources of iron for pyrite formation in marine sediments // Amer. J. Sci. 1998. V. 298. P. 219– 245.
6. Rajabi A., Mahmoodi P., Canet C., et al. Framboidal and spherulitic pyrite in sediment-hosted ore deposits of Iran // Geopersia. 2024. V. 14(1). P. 145– 163. DOI: 10.22059/GEOPERSIA.2023.352693.648694
8. Rickard, D. Framboids. London: Oxford University Press, 2021. 334 p.
9. SawBowicz, Z. Framboids: from their origin to application. Mineralogical Transactions. 2000. V 88. 80 p.
10. Wignall, P., Newton, R. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mud rocks // American Journal of Science. 1998. V. 298(7). P. 537– 552.
11. Wilkin, R.T., Barnes, H.L., Brantley, S.L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60(20). P. 3897– 3912.



МИКРОБИАЛИТЫ В РАЗРЕЗЕ «УНЬИНСКАЯ ПЕЩЕРА» (НИЖНИЙ КАРБОН, р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А.Н. Сандула, А.Н. Шадрин

MICROBIOLITHS IN THE «UN'INSKAYA PESCHERA (UNYA CAVE)» SECTION (LOWER CARBONIFEROUS, UNYA RIVER, NORTHERN URALS)

A.N. Sandula, A.N. Shadrin

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

The results of studying the distribution of microbialites in the «Un'inskaya peschera (Unya Cave)» section (Unya River, Northern Urals) are presented. It has been established that the number of microbial structures is gradually increasing from bottom to top of the studied section. In Visean limestones, they do not form isolated structures. In the section of the Serpukhov stage, they are more diverse in the composition of rocks: thrombolite in the matrix of bioclastic limestones and biostromes, microbial and microbial-algal small nodules, oncolites and stromatolites. It is assumed that in the southeast of the Verkhnepechorsky sedimentary basin, a shallow-water zone was formed by the end of the Serpukhov time.

В пределах Верхнепечорского палеобассейна* органо-генные образования визейско-серпуховского этапа рифо-образования развиты локально. По имеющимся данным их можно наблюдать только в верховье р. Унья (разрез Уньинской пещеры) и в среднем течении р. Илыч [1, 3]. В разрезе Уньинской пещеры нижнекаменноугольные отложения представлены известняковым типом разреза [4]. Здесь можно наблюдать породы верхней части михайловского и веневского горизонтов визейского яруса, косо-горского и протвинского горизонтов серпуховского яруса [1]. В строении разреза участвуют преимущественно биокластовые известняки часто с заметным содержанием крупной органики (отдельные створки и ядра брахиопод, колонии кораллов и губок). Dolomitization и окремнение отмечается крайне редко. Детрит в породах в различной степени окатан и сортирован, иногда вплоть до консистенции известняковых биокластовых песчаников. Встречаются слои, содержащие значительное количество оолитов. Микробияльные образования в изученных породах распределены по разрезу не равномерно.

В известняках михайловского горизонта визейского яруса (13.6 м)**, представленного массивными криноидно-фораминиферовыми известняками с обильными ядрами брахиопод размером до 10 см, обломками колоний кораллов (до 15 см) и губок, можно наблюдать только редкие тонкие микритовые оболочки вокруг биокластов.

Отложения веневского горизонта (33 м) в своей нижней и средней части образованы преимущественно серыми биокластовыми (шламовыми, средне- и грубодетритовыми) известняками с прослоями микрокомковатых и пелитоморфных пород, содержащих брахиоподы и колонии губок *Chaetetes* и кораллов *Rugosa* (единичные, частично доломитизированные). Интересно, что часто средне-грубобиокластовые известняки крупным детритом сложены не более чем на 20–30 % от объема породы, а основную их часть — микрокомковато-сгустковый или шламовый матрикс (70–80 %). Верхняя часть горизонта (11.3 м) — пластовыми серыми известняками, шламовыми и шламово-мелкобиокластовыми, с неясно выраженной слоистостью. В матриксе данных пород также отмечается присутствие заметного количества микробияльных комочков и сгусточков, а в составе детрита отмечается постепенное

* Верхнепечорский палеобассейн существовал в каменноугольно-раннепермское время на территории бассейна верхней Печоры (реки Унья, М.Печора, Илыч) в пределах Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба и Верхнепечорского поперечного опускания Западной складчатой зоны Урала [2].

** Здесь и далее указывается мощность интервалов.

увеличение количества талломов зеленых водорослей *Calcifolium okense*, *Fasciella*, *Dvinella*, *Beresella*. В кровле веневского горизонта наблюдается постепенный переход от мелкобиокластово-водорослевого известняка с литокластами микрокомковатых карбонатов в пятнисто-узурчатый известняк (до 0.1 м), микробиальный, с фенестрами и микрокомковато-сгустковой структурой.

Косогорский горизонт серпуховского яруса (138.5 м) по литологическим данным разделяется на четыре толщи. Нижняя из них (88.2 м, включая два не обнаженных участка по 34 и 33 м) образована известняками биокластовыми с пелитоморфным и спаритовым цементом. Для этих пород характерна тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная ориентировкой органогенного материала, его размерами или количеством, а также изменениями структуры цемента. Породы включают разнообразные фаунистические остатки: кораллы, брахиоподы, криноидеи, фораминиферы и др., количество и разнообразие которых уменьшается вверх по разрезу. Во второй толще (21 м, после 4.5 м не обнаженного участка) выступают серые тонкозернистые известняки, шламовые и мелкокомковато-сферовые, с остатками кораллов *Rugosa* и *Seryngopora*, прослоями с брахиоподами, которые сменяются вверх по разрезу плитчатыми известняками, слоистыми или пятнисто-узурчатыми, микрокомковато-пелитоморфными, с различным содержанием мелко-среднебиокластового материала. В одном из пластов верхней части толщи интервала встречены водорослевые известняки, сложенные преимущественно обрывками и целыми талломами красных водорослей *Ungdarella* со спаритовым цементом. Третья толща (19.8 м) образована плитчатыми биокластово-водорослевыми известняками и микробиалитами. Первые из них представлены горизонтально слоистыми мелкобиокластовыми разностями, сложенных преимущественно детритом зеленых водорослей (до 60 %) и биокластами (менее 10%). Матрикс пород образован микробиальными комочками и сгустками размером 0.03 мм. Микробиалиты — комочками и сгустками (более 40%), створками остатков (менее 15 %, размером до 0.05 мм) и редкими сферами, с обильными (до 15 %) тонкими (~0.25 мм) фенестрами извилисто-неправильной формы. В нижней части данной толщи микробиальные известняки образуют обычно малоомощные (до 0.1 м) прослои, линзы и, реже, фенестровые биогермы (размером до 0.3*3 м), сочетающиеся в разрезе со слоями серпухового известняка. Выше по разрезу соотношение меняется, основную массу играют пластовые микробиалиты с неравномерно-ламеллитовыми текстурами. Верхняя часть (10 м) — тонкоплитчатыми (0.1–0.2 м) литокластовыми, грубобиокластовыми и шламовыми известняками. Снизу вверх по разрезу наблюдается изменение размера и состава структурных компонентов: от 2–3 см к 1–2 мм; от литокластового (фрагменты пелитоморфных известняков) к тонко-грубогабаритному детриту (обрывки зеленых водорослей *Kamaena*).

Протвинский горизонт (27.1 м), не смотря на сравнительно небольшую, по сравнению с косогорским горизонтом мощность, также можно подразделить на четыре толщи. В нижней из них (9.7 м) основную роль играют серые органогенные (полибиокластовые и мелкобиокластово-шламовые) известняки с многочисленными микробиальными образованиями, которые здесь весьма разнообразны и могут занимать значительную часть от объема

породы (30–40 %). В основании толщи (около 1.5 м) наблюдаются онколиты (2–6 мм в поперечнике), ядрами которых выступают мелкие створки брахиопод или обрывки водорослей *Koninckopora*, петельчатые и мелкофенестровые биогермы до 50–60 см в поперечнике, сложенные микрокомковато-сгустковыми агрегатами. Выше по разрезу — столбчатые строматолиты и их обломки размером 0.3–1*3 см, слоистость которых обусловлена чередованиями сгустковых и водорослевых (фасциелловых) слоев. В кровле (1.3 м) — образующие каркас пород строматолиты: столбчатые (шириной 1–2 см), неравномерно извилистые, перетекающие друг в друга (соединяющиеся и расходящиеся). Сложены они зачастую микрокомковато-сгустковыми образованиями, образующими своеобразные узчатопетельчатые текстуры без признаков направленного роста, или слоевищами зеленых водорослей *Clara crusta* sp.

Вторая толща горизонта (9.7 м) образована чередующимися светло-серыми толстоплитчатыми (по 0.6–1 м) и темно-серыми тонкоплитчатыми (по 5–15 см) шламово-мелкобиокластовыми известняками. Доля органогенного детрита (шлам, раковины фораминифер, фрагменты мшанок и брахиопод, обрывки водорослей *Kamaena minuta* R. Ivan., *Koninckopora* sp.) в породах составляет до 80 %. Крупный детрит часто является составляющими частями обломков микрокомковато-пелитоморфных известняков или выступает в качестве ядер тонконакрученных онколитов (единичные концентры толщиной до 1 мм). В кровле толщи выступает пласт (1 м), комковато-сгусткового микробиалита с хаотично распределенными по породе светлыми участками (до 0.6 м в наибольшем измерении) мелкозернистых тонко-крустификационных биоцементолитов, образованных, вероятно, в результате преобразования породы в частично субэвральном условиях: структурно-текстурные характеристики светлых и темных участков в общих чертах совпадают; на светлых участках сгустков нет, а комочки (10–15 %) окружены тонкими (до 0.05 мм) крустификационными оболочками; отмечаются единичные срезы почек палеомикрокодий; повсеместно наблюдаются залеченные поры (1–3 мм, до 20 %) с темными микрозернистыми ватерпасами и подвесковым цементом. В третьей толще (1.9 м) выступают светло-серые линзовидно-наслоенные (по 0.1х0.25 м) литокластовые известняки: мелкообломочные известняковые конглобрекции, перекрывающиеся в кровле тонкослоистым известняковым песчаником. Заканчивается разрез провинского горизонта толщей (5.8 м), сложенной пластовыми серыми и светло-серыми микробиальными известняками. Первоначально (на протяжении 4 м по мощности) они образованы скоплениями микробиальных желвачков (размером 0.5–2 см, 20–50 %), нарастающих друг на друга слоевища *Ortonella* с прослойками тромболитового и микрозернистого строения, или включающие единичные палочки *Fasciella*, а в верхней части толщи (1.8 м) — тонкостолбчатыми строматолитами (шириной 5–7 мм). Столбики строматолитов сложены слоями микрокомковато-сгустковыми, микрозернистыми, с редкими ниточками гирванелл. В каждом из пластов параллельно нарастая они образуют специфические дендровидные структуры высотой до 8 см, которые постепенно сменяются шламово-микрокомковатыми известняками с редкими (до 5 %) литокластами органогенных и пелитоморфных карбонатов.

Таким образом, количество микробиальных образований в изученном разрезе снизу вверх по разрезу постепенно увеличивается. Так, в известняках визейского интервала они не образуют обособленных построек. Чаше всего их можно наблюдать в качестве микрокомковато-сгусткового наполнителя матрикса полибиокластовых известняков в разрезе веневского горизонта, а также в виде тонких микритовых оболочек вокруг биокластов в известняковых песчаниках. Аналогичная картина характерна для нижней части кособорского горизонта серпуховского яруса. Выше по разрезу вместе с увеличивающимися признаками продолжающегося уменьшения глубины морского бассейна (присутствие известняковых песчаников, оолитовых и обломочных известняков) на фоне теплого климата (в составе детритового материала пород начинают преобладать остатки разнообразных зеленых водорослей) увеличивается и разнообразие микробиальных образований. Это — микрокомковато-сгустковый материал в матриксе биокластовых известняков, небольшие узорчато-фенестровые биостромы, разнообразные микробиальные и микробиально-водорослевые желвачки, онколиты и строматолиты. Наибольшее их разнообразие наблюдается в верхней части вскрытого в разрезе «Уньинской пещеры» протвинского горизонта серпуховского яруса. Здесь они не образуют крупных биогермных тел, но играют основную породообразующую роль.

Перечисленные факты могут говорить о формировании к концу протвинского времени на юго-востоке Верхнепечорского осадочного бассейна мелководно-отмельной зоны, как результат инверсионных вертикальных движений, обусловленных в это время активизацией коллизионных процессов (уральской складчатости) [2].

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература

1. Пономаренко Е. С., Иванова Р. М., Сандула А. Н. Первые находки *Катаена* (Chlorophyta) в серпуховских отложениях (разрез «Уньинская Пещера», Северный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. № 7. С. 3–8.
2. Сандула А. Н. Формации каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений западного склона Печорского Урала (бассейн Верхней Печоры) // Вестник геонаук, 2023. №12. С. 4–15. DOI: 10.19110/geov.2023.12.1
3. Шадрин А. Н., Иванова Р. М., Пономаренко Е. С. Строматолиты в верхневизейских отложениях разреза «Пача-Ласта» (р. Илыч, Северный Урал) // Вестник геонаук. 2023. 12(348). С. 16–23. DOI: 10.19110/geov.2023.12.2
3. Шадрин А. Н., Сандула А. Н. Строение разреза нижнекаменноугольных отложений известнякового типа в бассейне р. Унья (Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы 17 Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2019. Т. 2. С. 233–235.



ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ДРЕВНИХ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.А. Тихонова

THE INFLUENCE OF POSTSEDIMENTATION PROCESSES ON THE ISOTOPE-GEOCHEMICAL COMPOSITION OF ANCIENT MICROBIAL DEPOSITS OF THE SIBERIAN PLATFORM

K.A. Tikhonova

ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, Россия

The results of the analysis of the influence of postsedimentation processes (leaching, silicification) on the isotopic composition of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Riphean carbonate rocks on the Siberian platform are presented. A significant lightening of the oxygen isotopic composition and an insignificant lightening of the carbon isotopic composition in cavernous and heavily silicified samples are established. Based on the studies, the boundary values of the Fe/Sr, Mn/Sr ratios for assessing the preservation of the isotopic system are confirmed.

Сибирская платформа представляет собой одну из крупнейших и древнейших геологических структур, осадочный чехол которой включает рифейские отложения. Контуры рифейского палеобассейна соответствуют контурам отрицательных структур, расположенных преимущественно по окраинам Сибирской платформы [1]. Отложения демонстрируют значительную изменчивость в составе разрезов. Наиболее полные отмечены в юго-восточной части платформы, в районе Патомского нагорья [1]. В других областях рифейский разрез может быть сокращен и представлен либо нижними, либо верх-

ними его частями. В Байкитской антеклизе данные разведочного бурения свидетельствуют о наличии отложений, охватывающих временной интервал от раннего до позднего рифея, однако вопрос их корреляции как внутри антеклизы, так и с сопредельными структурами остается дискуссионным. Для корреляции отложений на рассматриваемой территории применяются методы хемостратиграфии, одним из которых является анализ изотопного состава углерода и кислорода.

Карбонатное осадконакопление в протерозое характеризуется рядом специфических особенностей, обусловлен-

ных палеогеографическими и палеоклиматическими условиями. Основные процессы происходили в условиях мелководного морского шельфа, где формировались микробные доломиты (строматолитовые, микрофитолитовые). В условиях среднего шельфа преобладала смешанная терригенно-карбонатная седиментация, тогда как в глубоководных зонах накапливались гемипелагиты и штормовые турбидиты [4]. Важной особенностью является широкое развитие микробных сообществ, которые играли ключевую роль в осаждении карбонатов и формировании строматолитовых построек. Кроме того, важной особенностью рифейских отложений является широкое распространение постседиментационных преобразований (перекристаллизация, окремнение, выщелачивание), изменяющих первичные характеристики пород, в том числе изотопные и геохимические.

Установлено, что чем старше возраст пород, тем чаще они были подвержены перекристаллизации и, как следствие, изменению изотопного состава кислорода, но оно не велико и составляет примерно $-2 \pm 2\text{‰}$ [5]. Для анализа изотопных характеристик важно работать с образцами, сохранившими первичную изотопную характеристику. Обычно для отбраковки преобразованных образцов применяют отношения Fe/Sr, Mn/Sr, а также значения $\delta^{18}\text{O}$. Однако у разных авторов приводятся разные граничные значения перечисленных параметров, что вносит неопределенность в интерпретацию результатов. Принято считать, что при изменении первичных карбонатов происходит уменьшение Sr и увеличение Mn, Fe [5]. Для протерозойских пород Байkitской антеклизы характерны высокие концентрации Mn, Fe и низкие Sr. На примере вендских отложений ранее была установлена связь между концентрациями Mn, Fe и терригенной составляющей, а также связь между содержанием Sr и присутствием сульфатных минералов [2]. Вопрос о причинах увеличения значений Fe/Sr, Mn/Sr в древних карбонатах Сибирской платформы остается открытым и требует детальных исследований. Изменение концентраций является ли признаком постседиментационных преобразований или следствием минеральной неоднородности.

Для оценки влияния постседиментационных процессов на изотопно-геохимический состав рифейских карбонатных пород (юрубченская толща) было отобрано 44 образца из kernового материала разведочных скважин, пробуренных на Камовском своде Байkitской антеклизы Си-

бирской платформы. Для выполнения изотопного и рентгенофлуоресцентного анализов были подготовлены две коллекции проб. Первая коллекция представлена валовыми пробами по каждому образцу (44 пробы), а вторая коллекция представлена пробами из участков основной массы (не перекристаллизованные зоны, литокласты) и пробами (30 проб) из участков с видимыми постседиментационными преобразованиями (крупные кристаллы по стенкам пустот, ожелезнение, перекристаллизованные и кавернозные зоны). Исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Для анализа изотопного состава углерода и кислорода выполнено разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте. Измерение изотопного состава проведено методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Рентгенофлуоресцентный анализ выполнен на спектрометре Shimadzu XRE-1800 (аналитик С. Т. Неверов).

Подавляющее большинство измеренных значений $\delta^{13}\text{C}$ во всей выборке образцов первой коллекции находятся в пределах от -1.16‰ до $+1.32\text{‰}$ (PDB), а $\delta^{18}\text{O}$ — от $+21.01\text{‰}$ до $+28.52\text{‰}$ (SMOW), то есть разброс значений не велик. У одного образца в выборке значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составили -2.78‰ и $+20.07\text{‰}$ соответственно. Минеральный состав образцов различен, они представлены доломитами, доломитами окремненными и силицитами. В валовых пробах слабо окремненных доломитов ($\text{SiO}_2 < 25\%$ — 23 образца) состав $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -0.79‰ до $+1.3\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}$ от $+22.72\text{‰}$ до $+28.52\text{‰}$. В сильно окремненных образцах и силицитах ($\text{SiO}_2 > 25\%$ — 21 образец) $\delta^{13}\text{C}$ от -2.78‰ до $+1.32\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}$ от $+20.07\text{‰}$ до $+26.12\text{‰}$. Во всех образцах присутствуют следы перекристаллизации, в некоторых образцах проявлена кавернозность и признаки гипергенеза (буровато-красный цвет, ожелезнение). В кавернозных образцах (6 образцов) значения $\delta^{13}\text{C}$ от -0.79‰ до $+0.23\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ от $+22.72\text{‰}$ до $+24.98\text{‰}$. На диаграммах изотопного состава можно выделить область сильно преобразованных пород (силициты, кавернозные доломиты) и область слабо преобразованных пород (см. рисунок). Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в измененных породах постседиментационными процессами легче относительно слабо преобразованных пород. Эта граница хорошо различима по значениям $\delta^{18}\text{O}$, по значениям $\delta^{13}\text{C}$ она выделяется не так контрастно.

Для подтверждения полученных выводов на пробах из второй коллекции были приведены также исследования, которые подтвердили облегчение изотопного состава в перекристаллизованных зонах. На диаграммах видно, что образцы из предполагаемых не преобразованных зон имеют более тяжелый изотопный состав, относительно зон с заметными постседиментационными преобразованиями. В области значений из основной массы образца присутствуют точки, значения которых были получены из предпо-

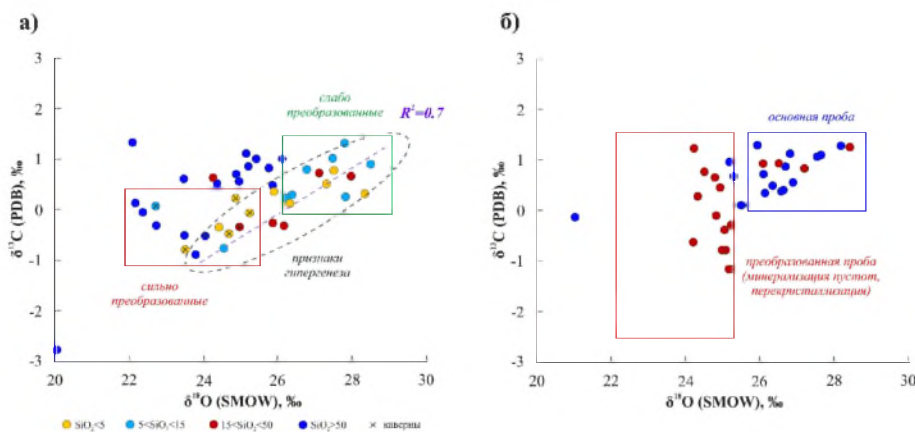


Рисунок. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ проб из первой (а) и второй коллекций (б)

лагаемых преобразованных зон. Это может быть объяснено неудачной пробоподготовкой, когда видимые преобразования занимают только небольшую часть от всей пробы.

Для кавернозных образцов содержание Fe_2O_3 изменяется от 0.7 % до 6.7 % (среднее 2.64 %), MnO — 0.08–0.81 % (среднее 0.38 %), а SrO — от отсутствия значений до 0.02 %. В некавернозных образцах содержание Fe_2O_3 находится в границах от 0.37 % до 3.26 % (среднее 0.82 %), MnO — 0.01–0.3 % (среднее 0.06 %), SrO — от отсутствия значений до 0.11 %. В окремненных образцах с $\text{SiO}_2 > 50$ % содержание Fe_2O_3 до 1.14 %, MnO до 0.05 %, SrO меньше предела обнаружения. Таким образом, в кавернозных доломитах зафиксировано обогащение Fe, Mn и обеднение Sr. Однако, с точки зрения малых концентраций Sr и определения его методом РФА, вывод может быть недостаточно обоснован из-за низкой чувствительности метода к содержанию стронция в исследуемых породах. К тому же видимое содержание SrO было зафиксировано только в 17 пробах из всей коллекции. По валовым пробам (10 штук) граничные значения индикаторов сохранности изотопной системы для рифейских доломитов — $\text{Fe/Sr} < 40$, $\text{Mn/Sr} < 10$, представленные Е.М. Хабаровым и О.П. Изох, подтверждаются фактическими данными этого исследования [4].

В результате выполненного анализа подтверждено влияние постседиментационных процессов на изотопно-геохимические характеристики карбонатных пород рифейского возраста Сибирской платформы. Оно выражено в значительном облегчении изотопного состава кислорода и

не большого изменения изотопного состава углерода. Значения $\text{Fe/Sr} < 40$, $\text{Mn/Sr} < 10$ могут быть применены для оценки сохранности изотопной системы.

Автор глубоко признателен за помощь в проведении исследований В.И. Силаеву и А.И. Антошкиной.

Литература

1. Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. 428 с.
2. Тихонова К.А. С-, О-изотопная характеристика оскобинской свиты центральной части Байкитской антеклизы // Фундаментальные, глобальные и региональные проблемы геологии нефти и газа: Материалы Всероссийской конференции. Новосибирск, 2024. С. 235–236.
3. Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №8. С. 1173–1198.
4. Хабаров Е.М., Изох О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №5–6. С. 797–820.
5. Veizer Y. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique // Stable isotopes in sedimentary geology. Ed. by Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. and Land, L. S. SEPM Short Course. V. 10. SEPM, Dallas, 1983. P. 3–100.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ЭЛЕМЕНТНОЙ СЕРЫ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ГИДРАТСОДЕРЖАЮЩЕЙ СТРУКТУРЫ Р-2 (ПЕСЧАНКА, ОЗЕРО БАЙКАЛ)

В.А. Шахвердов, В.Ф. Сапега, А.В. Брылина

THE FIRST FINDING OF ELEMENTAL SULFUR IN NEAR-SURFACE SEDIMENTS OF HYDRATE-BEARING STRUCTURE P-2 (PESCHANKA, LAKE BAIKAL)

V.A. Shakhverdov, V.F. Sapega, A.V. Brylina

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

Results of studying authigenic nodules from the surface bottom sediments in the Southern Basin of Lake Baikal are given. In the P-2 hydrate-bearing structure (Peschanka), elemental sulphur was found in them for the first time. It is assumed that its formation in nodules is a consequence of incomplete biogenic oxidation of hydrogen sulphide by oxygen. It was revealed, that during storage of a sample containing elemental sulfur, its complete oxidation with formation of sulfuric acid and secondary sulfates occurs.

Исследования выполнены в рамках работ по Государственному Контракту «Геологическое изучение опасных процессов, связанных с миграцией углеводородов в центральной экологической зоне Байкальской природной территории».

Образцы аутигенных конкреций получены на станции 18Б-1, расположенной в районе гидратсодержащей структуры Р-2 (Песчанка) в Южной котловине озера Байкал. Отбор керна произведен 3-хметровой гравитационной трубой с глубины 813 м. Общая длина поднятого керна — 2.9 м. Отложения имеют преимущественно алевропелитовый состав. Цвет серый до темно-серого. Распределение окраски пятнистое. На поверхности отмечены гидроокислы железа.

Практически по всему разрезу встречаются включения гидротроилита в разной степени концентрации. Конкреции отобраны из четырех интервалов от 43 см до 84 см (18Б-1ТБ-1), 145 см (18Б-1ТБ-2), 200 см (18Б-1ТБ-3), 210 см (18Б-1ТБ-4). В первом интервале они представлены в виде мелких до 1 мм включений, в то время, как в двух следующих — достигают 2–3 см и имеют пластинчатую и веретенообразную форму. В последнем интервале конкреции представлены сростками неправильной формы до 5 мм. Нами были изучены образцы 18Б-1ТБ-2, 18Б-1ТБ-3, 18Б-1ТБ-4.

По результатам рентгенофазового анализа установлено, что конкреции являются мономинеральными. Во всех

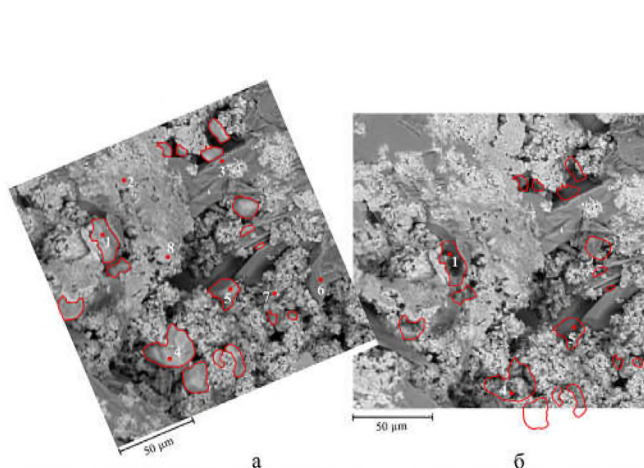


Рис. 1. Морфологические особенности и результаты микрозондового анализа минеральных образований из веретенообразной конкреции образца 18Б-1ТБ-2, увеличение 1120 раз: а — октябрь 2020 года, б — январь 2022 года (красным контуром выделены зерна элементной серы (а) и области их отсутствия (б)), цифрами указаны метки определения химического состава (табл. 1)

образцах с номерами 18Б-1ТБ-2, 18Б-1ТБ-3, 18Б-1ТБ-4 был определен исключительно вивианит — $(\text{Fe}^{2+})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ [1].

Электронно-микроскопические исследования конкреций из образцов под номерами 18Б-1ТБ-3 и 18Б-1ТБ-4 подтвердил их вивианитовый состав и только в отдельных точках были определены минералы группы гидрослюд и кварц. При анализе образца 18Б-1ТБ-2 в краевой части поперечного сечения конкреции веретенообразной формы определяется вивианит, в катионной части которого, происходит частичное замещение железа другими катионами. В центральной — микрозондовый анализ показывает наличие гидратированного фосфата железа, наиболее близкого к диадохиту — $(\text{Fe}^{3+})_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, который может являться продуктом бактериального окисления дисульфида железа и фосфатов. На это указывает одновременное наличие в спектре как фосфора, так и серы.

Табл. 1. Химический состав веретенообразной конкреции образца 18Б-1ТБ-2 по данным микрозондового анализа (к рис. 1)

атомные %														
Метка	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Tl	Всего
1							96.36				0.27	3.37		100.00
2	65.97			0.35	0.25	0.39	6.96				0.15	25.94		100.00
3	75.96					9.20	0.95		0.04		1.30	12.55		100.00
4							98.61					1.39		100.00
5	9.90			0.21			86.65					2.21	1.02	100.00
6	58.09					11.93	1.33		0.07		3.03	25.55		100.00
7	64.98					0.31	11.29				0.07	23.35		100.00
8	51.33			0.39	0.19	0.37	12.05				0.07	35.60		100.00

Табл. 2. Химический состав веретенообразной конкреции образца 18Б-1ТБ-2 по данным микрозондового анализа (к рис. 2)

атомные %									
Метка	O	Al	Si	P	S	Mn	Fe	Cu	Всего
1	37.13			11.97		8.99	41.91		100.00
2	46.05	0.20		0.41	21.02	0.21	32.13		100.00
3	44.47			0.31	19.06		36.15		100.00
4	31.58			0.35	1.75		66.32		100.00
5	41.30			18.55	0.28	9.29	30.59		100.00
6			99.01				0.99		100.00
7	14.46	1.22	7.22	1.33	18.54	0.68	7.13	49.42	100.00
8	8.40	0.70	23.94	0.57	16.62	0.30	3.72	45.75	100.00
9	35.09	0.41	0.69	1.13	12.64	0.44	5.04	44.56	100.00
10			98.85				1.15		100.00

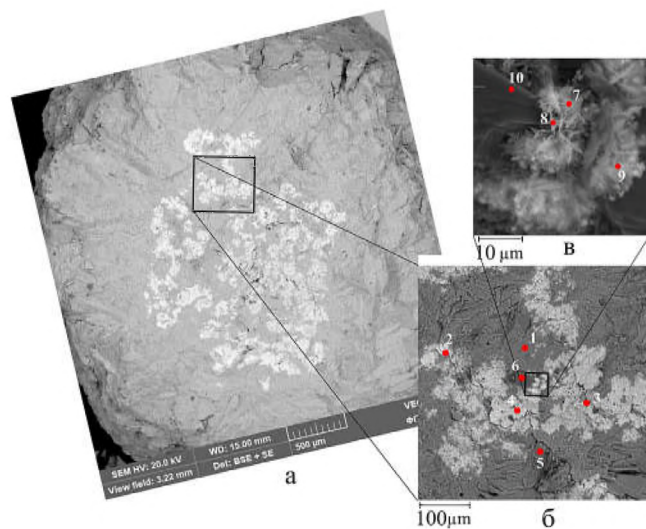


Рис. 2. Результаты электронно-микроскопического исследования и микрозондового анализа: а — детального участка образца 18Б-1ТБ-2, б — увеличение 444 раза, в — увеличение 5140 раз, цифрами указаны метки определения химического состава (табл. 2)

Хлопьевидные образования белесого цвета, встреченные в центральной части образца, могут быть гидратированными сульфатами железа наиболее близкими по составу к микасаиту — $(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+})_2(\text{SO}_4)_3$ и его гидратированной форме кокимбиту — $(\text{Fe}^{3+})_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$.

При увеличении в 1120 раз, помимо вивианита и сульфатов железа (рис. 1, метки 2, 3, 6, 7, 8, табл. 1), были отмечены изометрические минеральные зерна светло-серого цвета размером от 10 до 15 мкм. Для трех из них (рис. 1, метки 1, 4, 5, табл. 1) выполнен микрозондовый анализ, который показал, что данные минеральные зерна представляют собой элементную серу.

При повторном электронно-микроскопическом обследовании той же области конкреции выделений серы встречено не было (рис. 1б). Таким образом за время хранения образца процесс окисления серы прошел полностью, и элементная сера исчезла. В тоже время, минеральные образования вивианита (рис. 2, б, метки 1, 5, табл. 2) и сульфатов (рис. 2, б, метки 2, 3, табл. 2) изменений не претерпели.

Дальнейшие исследования образца показали, что на его поверхности появились минеральные новообразования, которые ранее не отмечались. Они представляют собой хлопьевидные скопления размером от 10 мкм до 20 мкм, состоящие из тонких игольчатых кристаллов (рис. 2, в). Микрозондовый анализ этих образований показал, что наиболее вероятно они являются водным сульфатом, в катионной части которого основным катионом является медь (рис. 2, метки 7, 8, 9, табл. 2).

Элементная сера в конкреционных образованиях на оз. Байкал обнаружена впервые. Её генерация возможна за счет двух не противоречащих друг другу процессов. Как за счет неполного биогенного окисления сероводорода кислородом. В

этом случае сера откладывается в виде гранул в протоплазме клеток серных бактерий, которые участвуют в этих процессах. Так и в результате анаэробного окисления метана [2]. Однако, учитывая присутствие кислорода в водной толще на всех глубинах озера и практически повсеместное наличие диагенетически окисленных поверхностных донных отложений, первый механизм является более предпочтительным. Роль объектов миграции углеводородов или генетическая связь серы с ними в настоящее время недостаточно ясна, так как элементная сера в конкрециях обнаружена на оз. Байкал только в единственной гидратсодержащей структуре Р-2 (Песчанка).

Аутигенные конкреции представляют собой геохимически не устойчивые системы. В результате взаимодействия их компонентов с кислородом атмосферы происходит окис-

ление элементной серы до серной кислоты, что приводит к образованию вторичных минералов — сульфатов.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Лимнологического Института СО РАН за участие и помощь в проведении исследований.

Литература:

1. Шахвердов В.А., Сапега В.Ф. О первой находке элементной серы в приповерхностных осадках гидратсодержащей структуры Р-2 («Песчанка») озера Байкал // Региональная геология и металлогения. 2023. № 94. С. 56– 67.
2. Natascha T. Torres, Lawrence M. Och, Peter C. Hauser, Gerhard Furrer, Helmut Brandl, Elena Vologina, Michael Sturm, Helmut Burgmann, and Beat Muller. Early diagenetic processes generate iron and manganese oxide layers in the sediments of Lake Baikal, Siberia // Environ. Sci.: Processes Impacts. 2014. V. 16. N. 4. P. 879– 889.



THE ORDOVICIAN PSEUDO-STROMATOLITE STRUCTURES AT THE NAUTILOID GEOSITE, BAN THA KRADAN, SRI SAWAT DISTRICT, KANCHANABURI, WESTERN THAILAND

Prinya Putthapiban¹, Svetlana Remizova², Dmitrii Remizov³, Zhang Jin Jiang⁴, Katsuo Sashida⁵, Phongphat Prasong⁶, Panus Hong⁷, Kantanat Trakunweerayut⁸, Sutatcha Hongsresawat¹, Narongsak Kaewdam¹, Pramote Nontharak¹, Ekkachak Chandon¹ and Sirot Salayapongse¹

ОРДОВИКСКИЕ ПСЕВДОСТРОМАТОЛИТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ В ОБНАЖЕНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА «НАУТИЛОИДЫ», БАН ТХА КРАДАН, ШРИ САВАТ ОКРУГ, КАНЧАНАБУРИ, ЗАПАДНЫЙ ТАИЛАНД

П. Путтхапибан¹, С. Ремизова², Д. Ремизов³, Ц.Ц. Чжан⁴, К. Сашида⁵, Ф. Прасонг⁶, П. Хонг⁷, К. Тракунвирают⁸, С. Хонгсресават¹, Н. Каэдам¹, П. Нонтарак¹, Э. Чандон¹, С. Салайпонгс¹

¹ School of Interdisciplinary Studies, Mahidol University, Sai Yok, Thailand

² Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia

³ Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia

⁴ School of Earth and Space Sciences, Peking University, Pekin, China

⁵ University of Tsukuba, Tsukuba, Japan

⁶ Department of Mineral Resources, Bangkok Thailand

⁷ Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand

⁸ Mahasarakham University, Mahasarakham, Thailand

Текстуры, напоминающие строматолиты, широко распространены в ордовикских микритовых известняках в Бан Тха Крадане, округ Шри-Сават, Канчанабури, Западный Таиланд. Эти хорошо обнаженные породы можно увидеть в большом количестве в районе геологического памятника «Наутилоиды» и в лесопарке Бан Тха Крадана. Образование этих необычных ячеистых и полигональных сетчатых текстур с прожилками было предметом дискуссий на протяжении десятилетий. Считалось, что они являются первичными осадочными текстурами, которые сформировались на стадии диагенеза и литификации. Однако наши наблюдения за тектонической обстановкой, детальные полевые исследования, петрографические и геохимические исследования ячеистых текстур в Бан Тха Крадане ясно указывают на следующее. 1) Все эти текстуры, напоминающие строматолиты, являются вторичными и сформированы напряжениями сжатия на северо-востоке в скрытой северо-восточной субдукционно-аккреционной тектонике и сдвиговой тектонике на северо-западе и юго-востоке, за которыми следуют гидротермальные и химические процессы выветривания. 2) Текстуры в основном сосредоточены в верхних слоях ордовикского известняка, которые перекрыты силурийско-девонскими мелкозернистыми обломочно-терригенными породами, содержащими ископаемые. 3) Размер, форма и ориентация этих необычных текстур в первую очередь определялись литологией, толщиной и стратиграфическим расположением. 4) Силурийско-девонские отложения демонстрирует лучше сохранившиеся надвиговые и сдвиговые структуры, в то время как более древние слои микритового известняка демонстрируют слабые признаки деформаций, которые наблюдаются вдоль и внутри микритовых слоев. 5) В выветренных слоях глины в пределах сильно деформированных слоев ленточного кремнезема наблюдается большое количество мелких кристаллов граната. 6) Наличие большого количества кристаллов доломита, заполняющих сетку прожилок и рассеянных в сильно перекристаллизовавшейся структуре известняка. 7) Ранее существовавшая поверхность разрушения между хрупким ордовикским микритом и слоистыми силурийско-девонскими пластами сыграла важную роль в формировании ордовикских псевдостроматолитовых текстур в этом районе.

Tectonic setting of the Lower Paleozoic rocks of Thailand. The Lower Paleozoic mainly Middle to Upper Ordovician carbonates of Thung Song Group are widely cropped out in northwestern, western, the eastern Gulf and along the southern peninsula Thailand where the type section is located (fig. 1). Several localities yield rich marine fauna including nautiloid, gastropod, brachiopod and conodonts [1, 2]. The Ordovician limestone including the Tha Manao Formation of Kanchanaburi are conformably overlain the Cambrian trilobite bearing sandstones and conformably underlain the Silurian-Devonian-(Carboniferous?) strata containing relatively deeper marine sediments, as indicated by the presence of tentaculitids, graptolites and radiolarian-bearing Devonian ribbon chert beds intercalated with shale and the Carboniferous trilobite-bearing fine to medium grained clastic rocks.

The presence of unusual structural features preserved on the Late Ordovician carbonate strata in Thailand have been previously mentioned e.g. nodular structure in the Tha Manao Formation at Ban Tha Kradan [3,4]. Stromatolite features of Pa Kae Formation, Satun Geopark [5] and the unusual polygon vein networks features both at Satun, Southern Thailand and Tha Manao Formation in Western Thailand [6]. Kershaw et al. (2019) [6] suggested and explained in details that the polygonal network vein systems containing bioclasts and nodules of micrite might be related to early sea-floor partial cementation, creating a solid mass that was fractured in later stages to allow pathways for migrating fluids for vein material to develop. The

above unusual structures are believed to be primary structures, although their environment of depositions remain unclear.

These Lower Paleozoic rocks and the Carboniferous-Permian Gondwana glacial marines were assigned as part of the Sibumasu Terrane. However, in this report, a lineated plate boundary between the Cathaysia Terrane (Eurasia) and the Sibumasu Terrane (Eastern Cimmerian) is proposed (fig. 1, c) based on the distribution of the cold faunas *Monodiexodina fusulinids* of the Lower-Middle Permian [7,8] and the occurrence of the Kanchanaburi hidden subduction suture (fig. 1, d) in Western Thailand [9,10].

Discussion and Conclusions. Pseudo-stromatolite structures at Ban Tha Kradan are confined to the upper part of the Ordovician limestone and are overlain by the Silurian-Devonian-(Carboniferous) fine to medium grained clastic rocks and thin chert beds (fig. 2, 3). The nodular structures of limestone are mainly observed at low elevation areas along runoff slopes and small creeks, where more severe chemical weathering has occurred.

The size, shape (roundness and sphericity), and orientation of the rock fragments are controlled by their lithology, thicknesses of the strata and the direction of the maximum stresses. Foliation plane in particular the slaty cleavages easily observed in the outcrops and at a microscopic scale. In places e.g. the rock quarry near the NE corner of the Wat Tha Kradan temple, the bedding planes and cleavages are parallel with a vertical dip indicating a very tight foldings which may suggest a very high degree of crustal shortening

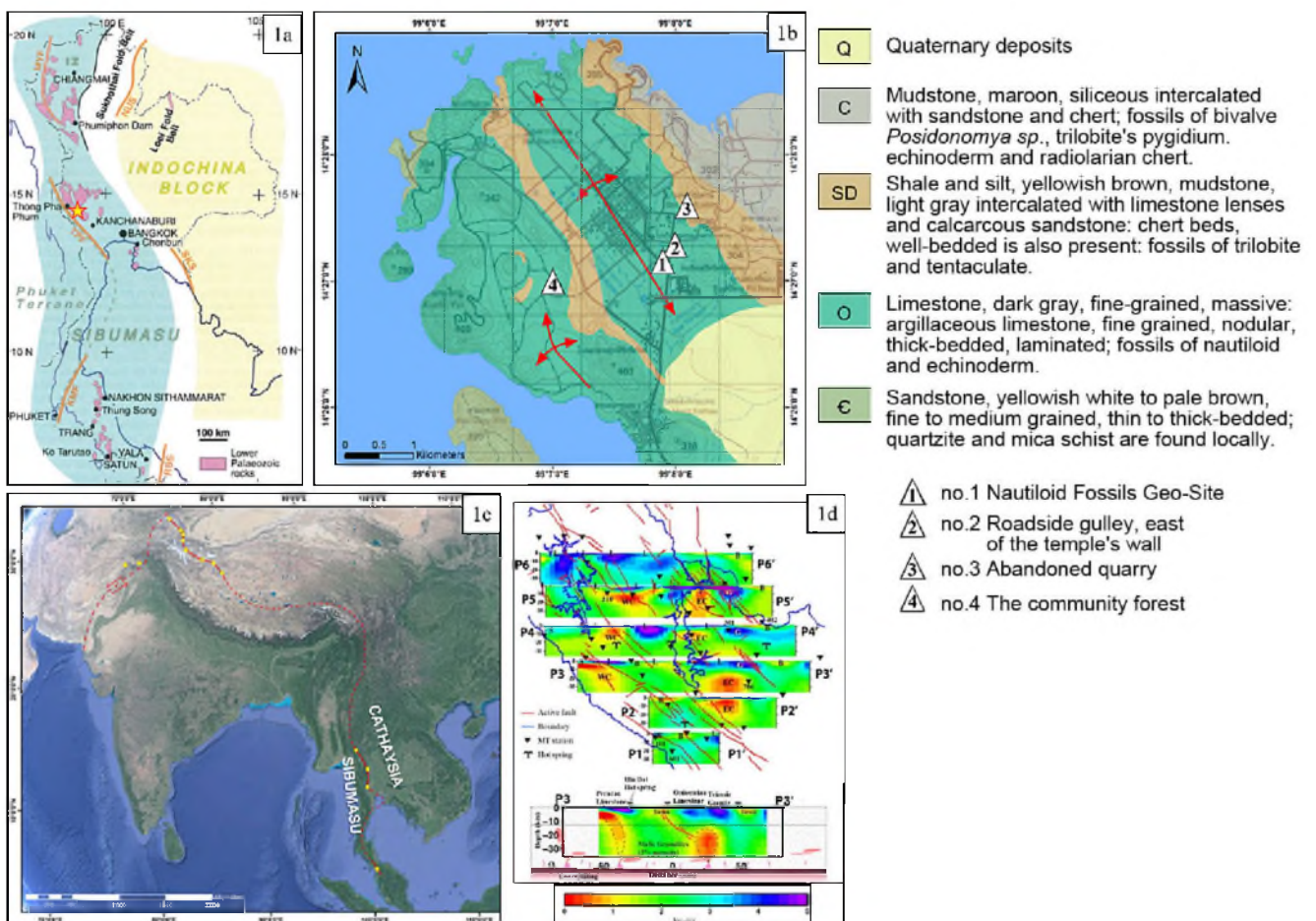


Fig. 1. (a) Distribution of principal Lower Paleozoic rocks of Thailand, mostly occur in the Sibumasu Terrane (source [1]), a star symbol represent the Ban Tha Kradan locality. (b) geologic map of Ban Tha Kradan area (modified from [4]). (c) Distribution of cold-water faunas *Monodiexodina fusulinids* (yellow spots) and the apparent outline that mark the boundary between Sibumasu (Eastern Cimmerian) Terrane and Cathaysia (Eurasian Plate) (modified from [7,8]). (d) Evidence of hidden subduction appear in the form of fluid in mid to lower crust and mafic intrusions as displayed in schematic interpretation of the P3- P3' line, Sai Yok Yai - Sri Nakharin Dam (source: [9])

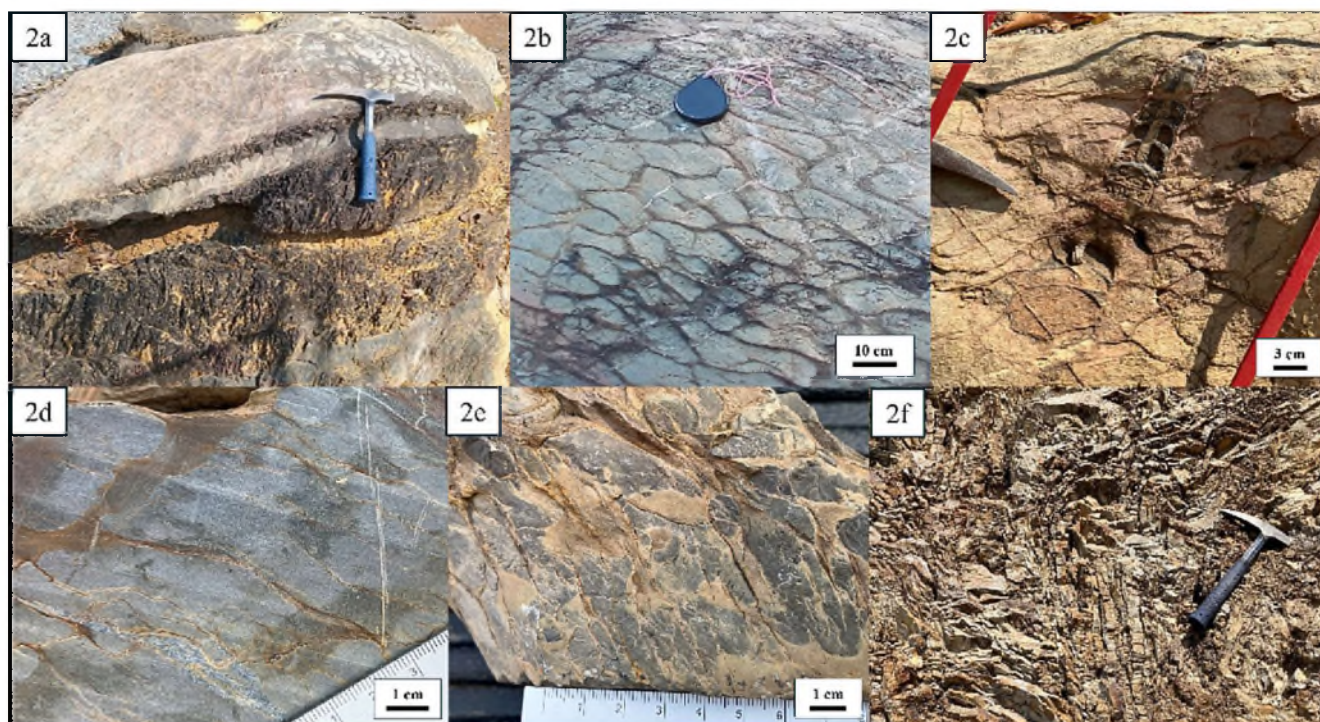


Fig. 2. (a) Typical pseudo-stromatolitic structures exposed at Ban Tha Kradan. (b) close-up limestone exhibiting pseudo-stromatolitic structures. (c) Micritic limestone with pseudo-stromatolitic structures containing an Ordovician nautiloid. (d) Close-up view of micritic limestone showing a veinlet network infilled with clay, iron oxide, and dolomite, crosscut by white calcite veinlets. (e) Cataclastic textures of the massif limestone beds at roadside gully to the east of the temple's wall (f) Highly deformed Devonian ribbon chert beds intercalated with thin phyllitic layers containing small garnet crystals.

of the area in the geological past. Cataclastic textures of the massif limestone beds were also observed along a roadside gully to the east of the temple's wall, trending N30°W/82°NE which may imply the existent of a major big fault zone in the area.

It is crystal clear to conclude that the pseudo-stromatolite structures observed at the Ban Tha Kradan and its vicinity are of secondary origin. The formation of these structures after the deposition of the Lower Paleozoic rocks in Kanchanaburi can be concluded as follows:

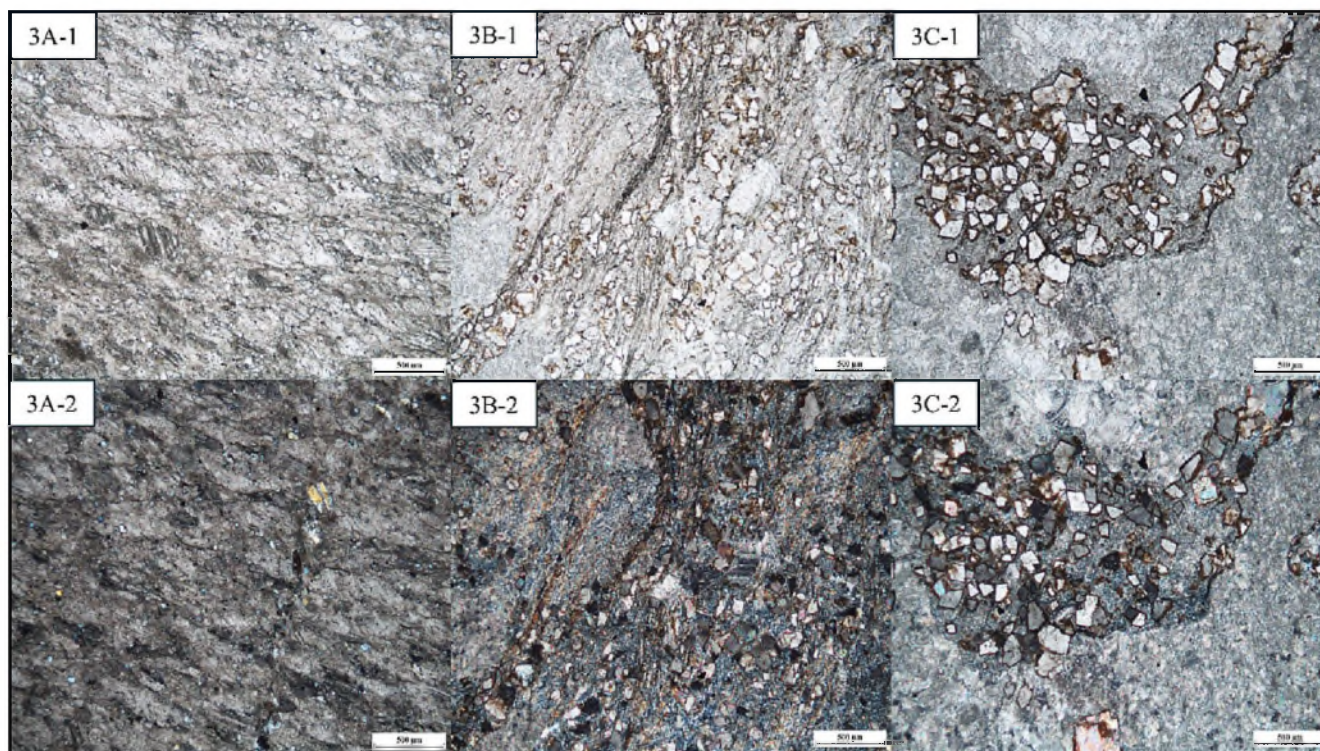


Fig. 3. (A) Petromicrograph of micritic limestone from Ban Tha Kradan, displaying small, well-rounded quartz grains (A-1: PPL; A-2: XPL). (B) Micritic limestone exhibiting well-formed rhombohedral dolomite crystals coated with iron oxide and clayey materials. Deformation textures are present, with some recrystallized calcite in the center of the image (B-1: PPL; B-2: XPL). (C) Micritic limestone showing a zone of pseudo-stromatolitic structures, characterized by secondary infill materials rich in rhombohedral dolomite crystals with iron oxide coatings along their edges (C-1: PPL; C-2: XPL).

(i) The rock formations were suffered low grade regional metamorphism from the East and Northeastward subduction of the Kanchanaburi hidden suture with the peak of metamorphism and the formation of Thailand basement complex approximately 220–210 Ma (Putthapiban et al., 2023). The accretionary tectonics, formations of the slaty and crenulation cleavages and the presence of very fine-grained garnet in the clay lamina within the Devonian chert beds are consistent with the above event.

(ii) Closure of the Paleo-Tethys and the collision between the Sibumasu and the Cathaysia Terranes in Cretaceous [11] followed by the NW-SE strike-slip and oblique-slip fault system in Kanchanaburi, particularly along the pre-existing failure surface between the limestone and the clastic beds. Brittle deformation at shallow crustal depth and the formation of breccia zones in the upper unit of the Ordovician limestone in the area were the products of such events.

(iii) Shape (roundness & sphericity), size and orientation of the pseudo-stromatolite structures in the area were created and enhanced by hydrothermal activities and severe chemical weathering includes carbonation, hydrolysis & hydration, and oxidation together with spheroidal weathering in this tropical rain environment of Western Thailand.

References

- [1] Ridd, M. F. (2011). Lower Palaeozoic. In: Ridd, M. F., Barber, A. J., and Crow, M. J. (eds.). *The Geology of Thailand: The Geological Society London*, 33– 51.
- [2] Burrett, C., Udchachon, M. and Thassanapak, H. (2017). Palaeozoic correlations and the Palaeogeography of the Sibumasu (Shan-Thai) Terrane - a brief review. *Research and Knowledge*, 2(2), 1–17.
- [3] Meesook, A. (2013). Lithostratigraphy and marine faunal assemblages of the Ordovician Thung Song Group in Ban Tha Kradan area, Si Sawat District, Kanchanaburi Province, western Thailand. Bureau of Fossil Protection, Department of Mineral Resources, Bangkok, 55 P.
- [4] Department of Mineral Resources (2020). Exploration, investigation and study on nautiloids and trilobites from Ban Tha Kradan, Si Sawat District, Kanchanaburi Province. Office of Mineral Resources Region 3 (Pathum Thani), Department of Mineral Resources; Thailand. 42 P. (in Thai)
- [5] Wongwanich, T. (2017). The red stromatolitic limestones, the Pa Kae Formation. In: DMR-CCOP-TNCU Technical seminar on «Biostratigraphy and Karts Morphology of Satun Aspiring Geopark», 29– 39.
- [6] Kershaw, S., Chitnarin, A., Noipow, N., Forel, M.B., Junrattanamane, T., and Charoenmit, J. (2019). Microbialites and associated facies of the Late Ordovician system in Thailand: paleoenvironments and paleogeographic implications. *Facies*, 65, 35.
- [7] Ueno, K. (2006). The Permian antitropical fusulinoidean genus *Monodioxodina*: Distribution, taxonomy, paleobiogeography and paleoecology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(3–4), 380–404.
- [8] Putthapiban, P., Jiang, Z.J., Remizov, D.N., Sashida, K., Munjai, D., Tulyatid, D., Trakunweerayut, K., Hong, P., Kaewdam, N., Hongsresawat, S., Jundee, P.K., Anchan, T. and Salayapongse, S. (2024). Formation of Nan-Uttaradit-Sa Kaeo and Related Sutures: a re-interpretation from the old and new geological information. In: *The 18th Regional Geoscience Conference of Southeast Asia: GEOSEA 2024*. (abstract)
- [9] Boonchaisuk, S., Siripunvaraporn, W., & Ogawa, Y. (2013). Evidence for middle Triassic to Miocene dual subduction zones beneath the Shan- Thai terrane, western Thailand from magnetotelluric data. *Gondwana Research*, 23(4), 1607– 1616.
- [10] Putthapiban, P., Zhang, J., Remizov, D., Sashida, K., Tulyatid, T., Trakunweerayut, K., Hong, P., Kaewdam, N., Hongsresawat, S., Anchana, T. and Salayapongse, S. (2023). Hidden Suture and The Formation of Thailand Basement Complex. In: Mankhemthong, N. (ed.). *Proceeding of the 9th International Conference on Applied Geophysics*. (abstract)
- [11] Putthapiban, P., Zhang, J., Remizov, D., Remizova, S., Sashida, K., Tulyatid, T., Trakunweerayut, K., Hong, P., Kaewdam, N., Hongsresawat, S., Veeravinantanakul, A., Jundee, P.K., Anchana, T. and Salayapongse, S. (2025) New Evidence and Tectonic Processes on the Closure of the Paleo-Tethys in Western Thailand. In: *International Conference on Applied Research in Education 2025*. (abstract)



Секция
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

- Ископаемые рифы и органогенные постройки — природные резервуары углеводородов
- Взаимосвязь лито- и сейсмofаций рифовых тел как основа для палеогеографических реконструкций и поиска месторождений нефти и газа

НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА И НЕФТЕНОСНОСТЬ РИФОВ

Я.Г. Аухатов

THRUST MOVEMENTS IN AREAS OF UNCOMPENSATED SUBSIDENCE AND REEF OIL CONTENT

Ya.G.Aukhatov

Институт проблем экологии и недропользования АН Республики Татарстан, Казань, Россия

Annotation Thrust movements in the areas of subsidence of the non-compensated type occur along domanic-type sediments, which is accompanied by deformation and crowding of sediments. Reef buildings are often associated with thrusts, as mechanical energy is converted into thermal energy and methane is produced, which is favorable for the growth of reef organisms. The paragenesis of reef and domanic formations is the main condition for the oil content of reef traps.

Ещё А.П.Карпинский (1894), рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связано с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Представления о передаче тектонических напряжений на платформу со стороны орогенов и формирование под их влиянием основных платформенных дислокаций были господствующими после работ А.Д.Архангельского (1934, 1946). Н.Н.Форш (1955) явления смещения сводов и прогибов связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба.

Таким образом, формирование структур некомпенсированного типа в осадочных бассейнах платформ тесно связано с тектоническими процессами проявляющимися в приграничных подвижных поясах. Развитие приграничных подвижных поясов определяет этапы геодинамики осадочных бассейнов, с которыми связано заложение и развитие областей опускания некомпенсированного типа (ООНТ), которые контролируют размещение рифов [1].

Согласно новой модели геосинклинального процесса на основе формационного анализа эвгеосинклинальных толщ установлено трехциклическое строение Уральской геосинклинали в палеозое (ордовикско-среднедевонский, среднедевонско-нижнекаменноугольный, нижнекаменноугольно-верхнекаменноугольный) [2]. Согласно Т.Т. Казанцевой, каждому циклу соответствует формационный ряд, состоящий из вулканических серий, флиппа, олистострома и шарьирования. Каждый тектонический цикл характеризуется предельно малыми значениями сжимающими напряжениями в его начале, прогрессирующим горизонтальным сжатием на протяжении дальнейшей эволюции и максимальными латеральными напряжениями в завершающий флиппевый или деформационный этап. С последним периодом связаны складчатость и надвигание, распространяющиеся далеко на платформу, в жестком теле которой образовался ряд надвигов и послонных срывов, сопровождающихся образованием валов и локальных структур. Периоды максимальных тектонических напряжений сжатия сопровождаются формированием доманикоидных формаций в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, с которыми парагенетически взаимосвязаны рифогенные формации в ООНТ. Возникновение верхнедевонского инфрадоманика связано с ордовикско-верхнедевонским циклом [3], а верхнедевонско-нижнекаменноугольной (Камско-Кинельская система прогибов) и верхнекаменноугольно-ниж-

непермской (Предуральского прогиба) формаций доманикового облика с остальными циклами.

В осадочных нефтегазоносных бассейнах надвиговые движения происходят по некомпетентным породам, обогащенным органическими веществами доманикового типа. Благодаря горизонтальным движениям жестких песчаных пластов во время формирования структур в аргиллитовых породах происходит тектоническое скучивание и трещинообразование, способные служить резервуарами для углеводородов или путями их миграции. Аномальные разрезы кыновского горизонта (Волго-Уральская область) и баженовской свиты (Западная Сибирь) формировались в результате надвиговых движений [4] и сопровождалось увеличением общей мощности (их деформацией и скучиванием) по сравнению с мощностью обычных разрезов. В ряде разрезов скважин наблюдается удвоение георгиевской свиты, что свидетельствует о надвиговых движениях. Нами было установлено, что многочисленные срезы обсадных колонн в Западной Сибири приурочены к интервалам развития отложений баженовской и георгиевской свит в результате тектонических подвижек надвигового характера [5]. Коллектора с горизонтальной трещиноватостью в отложениях баженовской свиты типа «баженитов», из которых идет добыча нефти в Салымском районе, характеризуются повышенными пластовыми температурами. Именно при таких подвижках формировались так называемые «бажениты» баженовской свиты. Для них характерна субгоризонтальная тонкая трещиноватость, местами напоминающая гармошку. Нами была описана такая текстура «баженита», поднятая из скважины 2960у Южно-Покачевского месторождения.

Зоны надвиговых деформаций в осадочных отложениях являются участками максимальной концентрации и разрядки тектонических напряжений. В некоторых случаях они представляют зоны интенсивной циркуляции подземных вод и зоны аномальных температурных полей [4]. Надо отметить, что число коралловых рифов в Тихом океане почти вдвое превышает их численность в Атлантическом океане. В новейшее время Тихий океан сжимается, а Атлантический океан расширяется. Средняя температура Тихого океана около $+19.4^{\circ}\text{C}$, а средняя температура Атлантического океана примерно $+16.5^{\circ}\text{C}$. Как видим Тихий океан на 2.9°C теплее Атлантического океана. Приуроченность коралловых рифов к вулканическим сооружениям также говорит о том, что кораллы предпочитают относительно теплые участки седиментационного бассейна.

Связь рифов с надвигами объясняется особенностями жизни коралловых полипов и тектонических движений. По-видимому, такие благоприятные условия часто и возникают в зонах надвигов, которые являются наиболее подвижными участками морского дна. Надвиговые движения могут создавать на дне седиментационного бассейна возвышенности, служащие основанием для возникновения цепочек рифовых построек и одиночных рифов. Например, Хилковский риф [6], приурочен к Жигулевско-Мухановскому надвигу, секущему Муханово-Ероховский прогиб Камско-Кинельской системы в крест простирания [7]. Согласно Казанцеву Ю.В., многие рифовые постройки в Бельском прогибе контролируются надвигами и клинодислокациями [8].

В ОООНТ обогащенные органическими веществами осадки эвскинского типа продуцируют метан, что используется рифостроящими организмами наряду с растворенным углекислым газом в воде. Об этом писали Антошкина А.И. и другие, изучая миоценовые мшанковые биогермы (мыссы Казантип, Крым) [9].

При надвиговых движениях происходит, во-первых, реакция фрагментации и диспропорционирования погребенного органического вещества по схеме «всестороннее давление плюс сдвиг», и, во-вторых, выделение водорода при механохимических реакциях между водой и способными к окислению компонентами горных пород, что создает условия для гидритирования и флюидизации заключенных в породы углеводородных материалов. Рифовые тела приуроченные к надвигам могли служить ловушками для продуцированных углеводородов при надвиговых движениях. Надвиговые движения по надвигам происходят и в настоящее время о чем свидетельствуют многочисленные срезания обсадных колонн в ВУНП и Западной Сибири в интервалах отложений, возникших в условиях некомпенсированного осадконакопления [5].

Нефтегазоносности ловушек рифогенного типа посвящена обширная литература [10]. Нефтеносности рифовых ловушек способствует парагенез рифовых формаций с доманиковыми формациями ОООНТ. Если латеральный ряд формаций создает устойчивый парагенез рифовых и доманиковых формаций, а вертикальный ряд формаций создает нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) — нефтегазорезервуарная (клиноформно-рифогенно-карбонатная) — нефтеэкранирующая (угленосная, галогенная).

Клиноформно-рифогенно-карбонатная формация Камско-Кинельских систем прогибов тесно связана с тангенциальным сжатием со стороны Уральской складчатой структуры [7]. Обширная область перикратонного опускания в франское время верхнего девона привело к накоплению обогащенных органическими веществами осадков, по краям которых развивались рифовые сооружения. Компенсационные поднятия, по С.С.Эллерну [11], в виде системы сводовых поднятий привели к сокращению площади доманиковых осадков, а рифы смещались в осевые зоны областей опускания некомпенсированного типа. Содержание органического вещества в доманиковой формации падает снизу вверх, что связано по-видимому с уменьшением биогенных элементов в водном бассейне из-за затрудненной связи с океаном. А рифовая формация состоит из внешнего и внутреннего борта. Взаимоотношение рифовых и доманиковых отложений соответствует закону Головкинского. Если франские рифы располагались по

краям доманикового седиментационного бассейна, а фаменские рифы верхнего девона и турнейские рифы нижнего карбона перекрывают доманиковые отложения. Такое смещение рифов в осевые зоны, как правило, считается правилом, но все зависит от геодинамической обстановки седиментационного бассейна. Согласно Ларочкиной И.А. в западной бортовой зоне Актаныш-Чишминского прогиба, где сравнительно невысокая расчлененность и мобильность кристаллического фундамента, не наблюдается массивный рост рифов [12]. В Юрюзано-Сыльвинской депрессии Предуралья передового прогиба наблюдается смещение рифов в западном направлении в шельфовые зоны и доманиковые отложения осевой зоны перекрывают рифы бортовых зон. Все это показывает на разную мобильность осевых, бортовых и шельфовых зон, что характерно в размещении рифов и их нефтеносности.

Надвиговые движения выводили рифовые сооружения выше уровня воды седиментационного бассейна, в результате чего они подвергались закарстованию и тем самым улучшили свои коллекторские свойства [13]. В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции многие рифовые тела не имеют флюидоупоров и поэтому с вышележащими терригенными коллекторами бобриковского горизонта нижнего карбона имеют единый водо-нефтяной контакт. Флюидоупоры появляются с перекрывающими биогерм нормально-слоистых известняках турнейского возраста и образуют ловушки облекания, контролируемые залежи нефти. По данным И.А.Ларочкинской рифовые структуры Камско-Кинельской системы прогибов имели влияние на формирование структур башкирского яруса среднего карбона (Аканское месторождение нефти) [12]. Несмотря на хорошие успехи прогноза рифов в осадочных нефтегазоносных бассейнах благодаря геофизическим методам, надо отметить, что это происходит не всегда удачно. Можно привести поисковую скважину №50 Тевлинско-Рускинского месторождения, которая была заложена на рифовое сооружение, а фактически попали в кальдеру вулканического аппарата.

В баженновской области опускания некомпенсированного типа известны рифовые структуры верхнеюрского возраста в западной прибортовой зоне. Если в период формирования Камско-Кинельских систем прогибов фоновым было карбонатное осадконакопление, а в Западной Сибири фоновым был терригенное осадконакопление. Поэтому широкое развитие барьерных рифов, по мнению Богданова В.П., вокруг баженновского седиментационного бассейна вызывает сомнение [14]. Внутри баженновского седиментационного бассейна возможно существовали условия развития биогермных построек в зонах развития надвиговых поднятий. Например, в скважине 50 Битумской площади в баженновских отложениях обнаружена органогенная постройка типа биостромов приуроченная к повышенным участкам морского дна, где была получен приток нефти 9 м³/с при условиях аномально-высокого пластового давления. Автором первоначально рифовый комплекс, поднятый с глубины 2445-2905 м из скважины 10670 Новомостовской площади, был принят как комплекс верхнеюрского возраста, но благодаря Г.Д. Исаеву было доказано, что рифовый комплекс имеет визейский возраст нижнего карбона [15].

Проведенный анализ взаимосвязи рифов с надвиговыми движениями в Волго-Уральской нефтегазоносной

провинции и Западной Сибири даст возможность прогнозировать одиночные рифы в пределах депрессионных зон ООНТ с высокими перспективами на нефтеносность.

Литература

1. Аухатов Я.Г. Классификация областей опускания некомпенсированного типа, контролирующие размещение рифов // Геология рифов: Мат-лы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения Веры Александровны Варсановьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 25–26.
2. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158с.
3. Казанцева Т.Т., Аухатов Я.Г. Особенности строения, распространения и происхождения нефтегазогенерирующих толщ среднего девона в пределах территории Башкирии. // Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы углеводородов: опыт и прогнозы: Мат-лы Международной научно-практической конференции. Казань, 2014. С. 236–240.
4. Аухатов Я.Г. Надвиговые движения и нефтеносность доманиковых отложений // Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы 51 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 41–44.
5. Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах Западной Сибири // Геология. Изв. ОНЗиЭ АН РБ. 2004. № 9. С. 110–111.
6. Грачевский М.М., Хачатрян Р.О. Комардинкина Г.Н. О рифовой природе Хилковского карбонатного массива // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 2. С. 429–433.
7. Мкртчян О.М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 133 с.
8. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Изд-во Гилем, 2001. 234 с.
9. Антошкина А.И., Леонова Л.В., Симакова Ю.С. Миоценовые мшанковые биогермы мыс Казантип, Крым: роль газифлюидного высачивания и их генезис // Геология рифов: Мат-лы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения Веры Александровны Варсановьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 23–24.
10. Аксенов А.А., Корольюк И.К., Гогоненков Г.Н. и др. Нефтегазоносность ловушек органогенного типа. М., Недра, 1994. 233 с.
11. Эллен С.С. Эволюция осадочного процесса и формирование некоторых видов полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов / В кн. Геология и геохимия нефтеносных отложений. Казань: Изд-во КГУ, 1987. С. 57–63.
12. Ларочкина И.А. Геологические основы поисков и разведки нефтегазовых месторождений на территории республики Татарстан. Казань: ООО «ПФ Гарт», 2008. 210с.
13. Фадеев М.И. Роль карста в формировании нефтяных месторождений в карбонатных породах Куйбышевского Поволжья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 134. № 3. С. 662–665.
14. Богданов В.П. Могут ли в Западной Сибири быть юрские рифы. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 68 с.
15. Исаев Г.Д., Кудаманов А.И., Сайфутдинов А.Р., Абля Э.А. Открытие рифовой системы в каменноугольных отложениях Западной Сибири // Георесурсы. 2008. №5 (28). С. 30–32.



«НЕНУЖНЫЕ РИФЫ» ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.П. Богданов¹, Н.А. Бестужева², С.А. Горобец³

«UNNECESSARY REEFS» OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM

B.P. Bogdanov¹, N.A. Bestuzheva², S.A. Gorobets³

¹ Ухта, Россия

² ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

³ ООО «Петрофизик», Ухта, Россия

In the north-east and east of European Russia, more than a hundred years of study of Upper Devonian sediments and 65 years of purposeful study of Domanic-Tournaisian, Lower Permian-Carboniferous reefs for the purpose of oil and gas prospecting and exploration have established the presence of barrier, solitary and atoll-like reefs, biostromes, and the East European barrier reef in the section. Barrier reefs from the Middle Riphean to Early Permian have a cyclic structure, stretching from the Barents Sea to Kirov, Tikhvin, Smolensk, and the slopes of the Voronezh arch for thousands of kilometres, where hundreds of oil and gas, bauxite, and other mineral deposits have been discovered, and hundreds of hydrocarbon traps remain unclaimed, while all over the world they are preferred targets for prospecting. Therefore, the authors ask the question: are reefs and their centuries-long study so necessary in Russia?

Перспективность рифов, структур их облекания в Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской провинциях, занимающих значительные территории Восточно-Европейской платформы, не вызывает сомнений: они являются предпочтительными объектами для опосредованного поиска углеводородов (УВ) [1]. Большинство открытий месторождений углеводородов последних 40 лет в Тимано-Печорской провинции (ТПП) связаны с зонами верхнедевонских рифов (в рифах, структурах их облекания к 2017 г. открыто 77 месторождений и не менее 200 залежей). При этом надо отметить пропагандистскую роль геологических совещаний, конференций, съездов на площадках Республики Коми, в программах которых рифовая тематика и изучение рифов всегда занимали достойное место.

Рифы доманиково-турнейского комплекса. В Тимано-Печорской провинции отложения сложно построенного доманиково-турнейского НГК толщиной 200–2600 м распространены повсеместно за исключением участков выходов на дневную поверхность более древних отложений на Тимане, гряде Чернышева, Урале, Пай-Хое. По установленным представлениям, разрез комплекса включает в себя (снизу вверх): доманиковую, ветляскую и сирачойскую свиты (воронежский горизонт), ухтинскую свиту (евлановский + ливенский горизонты) задонский, елецкий, устьпечорский горизонты, джебольский надгоризонт фамена, лихвинский и чернышинский надгоризонты турнейского яруса.

Комплексированием геофизических методов и бурения

зона более изученного позднеухтинского барьерного рифа протрассирована с различной степенью достоверности от Зеленецкой площади на Тимане до Коротайхинской впадины на севере провинции на протяжении около 900 км. В ее пределах выявлены десятки рифовых объектов, формирующих в самостоятельные нефтегазоносные зоны.

В депрессионной зоне ухтинского возраста выявлены карбонатные массивы изометричной формы значительных размеров, отвечающие атолловидным постройкам, а также установлено наличие одиночных рифов доманиково-ухтинского возраста с площадью основания в первые квадратные километры и высотой до 400 м. К шельфовым постройкам отнесены биостромы задонского возраста надухтинским барьерным рифом, атолловидными и одиночными постройками депрессионной зоны ухтинского возраста.

К западу от ухтинского рифа выделяются карбонатные массивы в отложениях доманиково-сирачойского возраста. На примере хорошо разбуренного и изученного в обнажениях Ухта-Ижемского вала Тимана и прилегающей части Ижма-Печорской синеклизы в разрезе доманиково-верхнефранских отложений зафиксировано наличие не менее шести зон барьерных рифов, омолаживающихся по мере смещения с запада на восток. Столь подробное расчленение некогда простого комплекса стало возможным благодаря применению ритмографического и сейсмофациального анализов. Самый западный из барьерных рифов имеет раннедоманиковый возраст. Восточнее, включая район Западно-Тэбукского месторождения, размещаются барьеры сирачойского, ранне — среднеухтинского возраста. В плане зоны обычно разделены мергелисто-глинистыми толщами заполнения, компенсирующими рифовый рельеф, высота которого достигала здесь 100–200 м, что и соответствует средним глубинам прилегающих глубоководных частей бассейнов.

К востоку от барьера позднеухтинского возраста на территории савиноборской толщи расположен барьер задонского возраста. Барьеры среднефаменского, позднефаменского возраста протягиваются от Нижней Омры, Пашни, Еловки вдоль приосевой части Предуральяского краевого прогиба до Коротайхинской впадины.

На краю Восточно-Европейской платформы со среднерифейского пораннеартинского времени формировались постройки Лемвинского (Восточно-Европейского) барьерного рифа.

Таким образом, в ТПП широко развиты органогенные постройки различного типа: барьерные рифы; атолловидные и одиночные некомпенсированные впадины; биостромы; Восточно-Европейский барьерный риф.

Из района Вымской гряды рифы доманикового возраста протягиваются на юго-восток через Вычегодский прогиб, огибая с востока склон Коми-Пермяцкого, с которого большая часть барьера была уничтожена в предвизейское-визейское время. Зона смещенных сирачойского и нижневеланского рифовых барьеров из района Очъярминской и Помоздинской построек протягивается на Нившерскую структуру, Сереговскую и Лопыдинскую площади. Барьерный риф задонского возраста из района Омра-Сойвинской ступени протягивается до Елмачпарминского поднятия и уходит в Пермский край, обрамляя восточный склон Коми-Пермяцкого свода. В заливе, образованном барьерными рифами, расположена Кельтменская атолловидная постройка.

Субмеридиональные Майкорская и Васильевская зоны являются барьерами, ограничивающими с востока крупные Косинскую и Романшорскую атолловидные постройки, к востоку от которых развиты фации глубоководного шельфа с доманикоидными осадками, занимающими территорию Со-

ликамской депрессии, западных складок Урала. Во внутренней части этой крупной впадины Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) выделяются карбонатные банки (Мысинская), атолловидные постройки (Бережниковская, Уньвинская, Яринская, Краснокамская и др.), одиночные рифы (Гежский, Цепельский и др.).

К западу от Косинской и Романшорской построек в скважинах 17-0ныйл, 26-Пономаревка, 3-Пятигоры и других на уровне доманикового горизонта вскрыты охарактеризованные керном доманикоидные породы, перекрытые глинисто-мергелистыми осадками, типичными для толщ заполнения.

По состоянию на начало XXI века в зонах построек Пермского края опробовано глубоким бурением 37 структур, из которых на 31 открыты залежи нефти и газа, в ловушках, связанных в основном со структурами облекания позднедевонских рифов.

Барьерные и одиночные рифы сирачойского (воронежского), евлановского и ливенского циклов седиментации вскрыты скважинами и установлены сейсморазведкой на линии Тимшер-Гайны-Юксеево-Афанасьево. На западе площадь развития этих построек ограничена областью палеоподнятия, верхнедевонские осадки с которого были смыты в предвизейское время. Масштабы палеоподнятия контролируются разрезами скважин 18-Гайны, 1-Грива, 1-Лопыдино, 1-Серегово.

Южнее зона некомпенсированного прогибания в доманиковом времени распространялась на Кировскую область, на северо-западе которой в скважине 1-Опарино вскрыты доманикоидные образования.

В Можгинском и Сарапульском прогибах ККСП Удмуртии выделяются два основных борта — позднедевонский внешний и турнейский внутренний. Между бортами в узкой палеографической зоне формировались терригенно-карбонатные отложения. Здесь же на локальных участках росли одиночные рифы. Впоследствии эти рифы стали структурообразующими за счет облекания их осадками более молодого возраста. Структуры облекания небольшие по размерам, но со сравнительно большим этажом нефтеносности с общими запасами нефти, достигающими 10 млн. т и более (Южно-Киевское месторождение), обычно не более 5 млн. т. формировались от турне до верейского горизонта. Отмечается концентрация структур в группы, что характеризует их как месторождения средних размеров. Образуется цепь рифов, иногда вытянутых на многие сотни километров. Подобные условия существовали и при формировании внутреннего турнейского борта Сарапульского прогиба, что способствовало возникновению преимущественно высокоамплитудных рифовых массивов. Промышленная нефтеносность приурочена к отложениям турнейского, башкирского ярусов, верейского горизонта и яснополянского надгоризонта. Залежи массивные и пластово-сводового типа. По запасам месторождения, приуроченные к структурам облекания, относятся к категории мелких, но их группы в целом образуют значительные концентрации углеводородов. Именно с этим типом поднятий связано большинство нефтяных месторождений в Удмуртии (Чутырско-Киевское, Мишкинское, Гремихинское, Кыркмаское и др.).

Камско-Кинельская система прогибов занимает около половины территории Татарстана. Здесь расположены четыре из девяти прогибов, приуроченных к Волго-Камской антеклизе (Усть-Черемшанский, Нижнекамский, Актаныш-Чишминский, частично Сарапульский). Максимальная плотность рифов, выявленных скважинами, фиксируется во внешней бортовой зоне Усть-Черемшанского прогиба. Они подняты на 30–120 м. Наиболее подняты преимущественно молодые биогермные сооружения турнейского возраста.

Во франской карбонатной толще выявлено 22 залежи нефти; контролируются эти залежи ловушками преимущественно структурно-литологического типа. В фаменских отложениях промышленных скоплений нефти не выявлено, однако во внешней бортовой зоне Актаныш-Чишминского прогиба отмечаются многочисленные нефтепроявления по керну. В карбонатных породах турнейского яруса в ККСП выявлено около 150 залежей нефти. Наибольшее их число открыто в восточной бортовой зоне Усть-Черемшанского прогиба и южной бортовой — Нижнекамского. Все они контролируются структурами, ядрами которых являются рифогенные поднятия позднефранско-заволжского возраста. Размеры залежей и этажи нефтеносности турнейских пород зависят от амплитуды и размеров ловушек. Чем больше амплитуда ловушек, тем более наращивается этаж нефтеносности, включая иногда известняки заволжского горизонта и достигая 100–120 м. Практически все морфологически выраженные ловушки в турнейских отложениях нефтеносны. В терригенных отложениях нижнекаменноугольной толщи промышленно нефтеносны пласты-коллекторы радаевско-бобриковского и тульского горизонтов. Ловушками для залежей служат структуры облекания верхнедевонско-нижнекаменноугольных рифогенных поднятий. В отложениях радаевско-бобриковской толщи выявлено около 120 залежей, в тульских отложениях около 100 залежей нефти. Вереиско-башкирские отложения регионально продуктивны, алекинские, кашпирские, подольские, мячковские — локально нефтеносны. Структурной основой для формирования ловушек нефти в среднекаменноугольных отложениях были также рифогенные постройки позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

По результатам корреляции доманиково-фаменских отложений Западного Татарстана в пределах северного центриклинального замыкания Мелекесской впадины в прогибе между Токмовским и Северо-Татарским сводами с центром в районе г. Казани установлены два барьерных рифа: воронежский и евлановско-фаменский — Услонский и Улеминский. Услонский барьерный риф при толщине рифовых фаций до 170 м прослежен на протяжении около 75 км. Отдельными его массивами по каменноугольно-нижнепермским отложениям являются Савиновская, Соболевская, Булгаринская, Сумкинская структуры. Грандиозным сооружением представляется Улеминский барьерный риф, на Сюкеевско-Апастовском участке которого совместились евлановско-ливенский и фаменский барьерные рифы. Разрезы пробуренных скважин позволяют проассировать евлановско-ливенский барьер от Тат-Азелейской до Красновской площадей на расстояние 220 км. На простирании от Апастовской до Сюкеевской площадей на зону евлановско-ливенского барьера накладываются фаменский барьерный риф, высота которого достигает 250 м и который через Пичкаскую площадь протягивается в северо-восточном направлении. Между зонами Улеминского и Услонского барьерных рифов наблюдаются одиночные рифовые постройки доманиково-воронежского возраста.

Выполненные структурные построения по кровле тульского горизонта в облекании Улеминского барьерного рифа показывают, что большинство пробуренных поисковых скважин находятся за пределами замкнутых локальных структур, что вполне объясняет отрицательные результаты бурения.

Южнее Камско-Кинельская система прогибов объединяется с системой некомпенсированных впадин Прикаспийской впадины. Вдоль северного борта системы комплексом методов протассированы зоны рифов доманиково-турнейского возраста, которые, являясь южными склонами крупных атолловидных построек, размещающихся на склонах Воронежского,

Токмовского, Жигулевско-Пугачевского сводов.

Модель доманиково-турнейских отложений Тимано-Печорской провинции может являться эталоном, элементы которого можно распространять на менее изученные фрагменты бассейна седиментации Русской плиты. Как это ни удивительно, но к таковым следует отнести территорию Русской плиты от Кировско-Кажимского авлакогена и его обрамления до обширных областей Сысольского, Котельнического, Токмовского сводов, всей Московской синеклизы, где отложения доманиково-турнейского комплекса распространены весьма широко.

Интересующие нас индикаторные депрессионные фации верхнего девона вскрыты в осевой части Казанско-Кажимского авлакогена на Вожагальской, Сырьянской площадях. Мелководные разрезы доманиково-франских отложений вскрыты на Ложкаринской, Верхнешижемской, Советской, Чигиренской, Аркульской, Колобовской, Климковской площадях, в скв. 124-Талицкая.

Принципиальным моментом в изучении средне-верхнефранских отложений является точка вскрытия их на южном склоне Сысольского свода в скв. 1-Опарино. В нижней части доманиковый горизонт (инт. 1830–1844 м) представлен доманикоидной фацией в виде рудкинских слоев, перекрытых верхнедоманиковой толщей заполнения (инт. 1780–1830 м).

Область развития специфических фаций рудкинских слоев показана М.И. Соколовой и М.Ф. Филипповой и охватывает центральную часть Московской синеклизы и склоны обрамляющих ее Сысольского, Котельнического, Токмовского, Воронежского сводов. По аналогии с Тимано-Печорской провинцией мы представили, что рудкинские фации могут обрамляться одновозрастными рифовыми барьерами и увидели это в материалах Г.Д. Родионовой и соавторов, где в северо-западной части синеклизы западнее г. Ярцево семилукский горизонт сложен карбонатами, характерными для девонских рифовых массивов, составляющими верхнюю часть руднянской толщи мощностью 80–90 м. Из района г. Ярцево рифовые разрезы руднянской толщи протягиваются системой валообразных поднятий в субмеридиональном направлении на 700 км до Тихвинских месторождений девонско-визейских бокситов, подчеркивая западный склон Московской синеклизы. Севернее Тихвина и Бокситогорска риф отклоняется на восток, юго-восток, проходит южнее Вологды и севернее Опарино и появляется на Сырьянской площади Кировско-Кажимского авлакогена, устремляясь далее на север. Юго-восточнее Ярцево руднянский барьерный риф обрамляет склоны Воронежского свода в Саратовской и Воронежской областях.

Э.Д. Гимпелевич и соавторы на основании геохимических исследований органического вещества отмечают, что особенностью образцов рудкинских горизонтов является их повышенная обогащенность органическим углеродом, содержание которого в отдельных участках разрезов достигает 12–16%. Доманиково-верхнефранские рифы в Кировско-Кажимском авлакогене залегают на глубинах 1100–2000 м, в Московской синеклизе — на глубинах 500–2000 м с возможными залежами углеводородов и других полезных ископаемых.

Совокупность литологических и палеогеоморфологических признаков позволила нам в период 2001–2025 гг. составить модель седиментации в доманиково-позднефранском бассейне центральной части Русской платформы, главную роль в которой играют резервуары барьерных и одиночных рифов доманиково — среднефранского возраста, а геохимические критерии и глубины залегания предполагают их углеводородное заполнение. Однако обилие разнотипных рифов и ловушек в них не нашло своих инвесторов в столь благоприятной

по инфраструктуре Центральной России.

В ТПП гряда Чернышева является главным тектоническим элементом Варандей-Чернышевского авлакогена ТПП, внутри и по периферии которых широко развиты разнотипные рифовые постройки силура, верхнего девона, карбона-нижней перми. Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных позволила составить новую скоростную и геологическую модели Воргамусюрской площади, главным элементом которой является Нововоргамусюрский вал по отложениям перми-ордовика длиной до 40 км, шириной до 10 км, амплитудой до 400 м, в автохтонном цоколе восточного крыла которого находятся приразломные рифы силура, верхнего девона с прогнозируемыми ресурсами в сотни млн. т, не востребованные в течение десяти лет.

Севернее вдоль восточного разломного склона авлакогена подготовлены к бурению Берганты-Мыльские и Нерцетинские структуры, в цоколе которых залегает атоллоидный риф доманиково-фаменского возраста. Площади рифов, структур в облекании рифов изменяются от 19 до 186 км² при амплитудах от 120 до 880 м, ресурсы которых могут измеряться десятками млн. т. На структурах пробурены поисковые скважины, открыта нефтяная залежь неясного строения, но большего достичь не удалось.

Благоприятным для скоплений углеводородов является Воркутский НГР, значительную часть которого занимает крупная гипсометрически высокая Ярвожская структура. Структура Воркутского поперечного поднятия является антиклинальной складкой изометричной формы размерами по ОГ VI (S) 32 x 24 км, амплитудой 940 м, подготовлена к глубокому бурению по отражающим горизонтам в палеозое сейсморазведочными работами МОВ в 1971 г., детализирована работами МОГТ в 1982 году. На структуре на нефть и газ пробурены опорная скважина № 1 и поисковые скважины № 2 и 13, вскрывшие разрез от верхнеордовикских до нижнепермских отложений. На Западно-Ярвожской структуре на временных разрезах сейсмических профилей в верхнем девоне были закартированы аномалии типа «риф», подтвержденные скважиной № 100 — Западно-Ярвожская и оказавшиеся обводненными. По временным разрезам, структурным картам видно, что все скважины пробурены рядом друг с другом и охарактеризовали только небольшой участок громадного свода площадью 760 км². Анализ особенностей строения свода показывает, что на гипсометрически более высоких отметках могут быть нефтегазоносными отложения карбона, рифы верхнего девона, карбонаты среднего девона, нижнего девона, ордовика.

В ТПП нефтегазовый бум пережила в прошедшие 16 лет южная часть Денисовской впадины, где НК ЛУКОЙЛ в зонах рифов верхнего девона — нижней перми было открыто свыше десятка залежей нефти с ресурсами до 300 млн. т, извлекаемыми запасами свыше 100 млн. т при дебитах свыше тысячи тонн в сутки. И, с нашей точки зрения, имеются все предпосылки для повторения этого успеха на крупных и амплитудных Верхнелодминской, Лаявожской рифовых структурах.

Многие годы требуют доразведки нефтяные залежи в верхнедевонских рифах Вуктыльского, Западно-Соглесского, Ютид-Соглесского месторождений, разработка которых вернула бы к новой жизни город Вуктыл, обеспечив работой многих его жителей.

«Российские Карачаганаки». В 1979 году во времена Советского Союза в северной прибортовой зоне Прикаспийской впадины было открыто Карачаганакское нефтегазоконденсатное месторождение с извлекаемыми запасами около 1 млрд. т. у. т. Месторождение Карачаганак — супергигант вхо-

дит в число 25-ти крупнейших в мире и принадлежит Казахстану. Оно приурочено к крупному рифовому атоллоподобному подсолевому поднятию во внутренней части Прикаспийской впадины. Высота поднятия до 1700 м, размеры 16x29 км. Более обширный фаменско-нижнекаменноугольный рифовый массив имеет высоту до 800 м. Карбонатный массив содержит крупнейшую нефтегазоконденсатную массивную залежь с продуктивными отложениями от заволжского горизонта до артинского яруса. Кроме основной залежи выявлены нефтяные скопления в отложениях кунгурского яруса, в отложениях среднего девона на глубине 5600 м и ниже.

После открытия такого гиганта все геологи Прикаспия мечтают открыть свой «Карачаганак». Недропользователь в лице ООО «Саратов-Недра» (генеральный директор Э.А. Ахмедов, главный геолог Б.П. Богданов) в 2003 г. тоже захотел открыть свой «Карачаганак» на Ерусланском лицензионном участке в северо-западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины на территории Саратовской области. В результате анализа волновой картины сейсмопрофилей, увязки ее с данными бурения была выделена Ерусланская атоллоидная постройка размерами 20–25x10 км, обрамленная рифами высотой 1400–1800 м. Искомые ресурсы нефти Ерусланской постройки могут составить до 6,7 млрд. т.

«Карачаганаки» могут быть не только в Прикаспийской впадине, но и в смежном Предуральском краевом прогибе и его северном продолжении Приновоземельско-Пайхойском прогибе общей длиной более 2000 км. В Кортаихинской впадине по серии профилей из программы региональных сеймо-стратиграфических исследований выделена Олдиндская атоллоидная постройка доманиково-раннепермского возраста длиной 82 км при ширине до 25 км, высотой 2.5 км, обрамленная рифами.

В южной части Косью-Роговской впадины с 80-х годов прошлого века известны по данным бурения ассельско-артинские рифы, а по данным сейсморазведки — верхнедевонские рифы. В последние годы подготовлен к глубокому бурению Западно-Интинский доманиково-фаменский риф, представляющий собой сочетание одиночного рифа с наложением на него фаменской барьерной зоны и нижнепермского рифа общей высотой около 3000 м, площадью до 100 кв. км. Риф должен представлять первоочередной объект для опоскования.

Центральную часть Большесынинской впадины Предуральского прогиба от восточного склона Печоро-Кожвинского мегавала до гряды Чернышева в субширотном направлении пересекает региональный сеймо-стратиграфический профиль 19-РС, в западной части которого по аномалиям сейсмической записи на временах от 3-х до 3.5 секунд на протяжении 30 км выделяются рифовые постройки верхнего — нижнего девона-силура, возможно, надстраивающиеся рифами нижней перми. Этот палеозойский риф высотой до 3000 м можно условно назвать Большесынинским. Он требует подготовки МОГТ-3D.

Рассмотренные нами «Российские Карачаганаки» рифы обладают единными закономерностями: приуроченность к обособленным тектоническим блокам фундамента и низов осадочного чехла, которые явились цоколями для возникновения и роста рифов; стратиграфический диапазон рифов изменяется от рифея — нижнего палеозоя до нижней перми; суммарная высота рифов достигает 3000–5000 м; толщина коллекторов в грбнях рифов может составлять половину высоты рифа.

Во времена Советского Союза можно было говорить о создании целенаправленной региональной программы по подготовке и опоскованию выше обоснованных объектов, каждый из которых может содержать сотни миллионов и милли-

арды тонн углеводородов.

Рифы каменноугольно-нижнепермские. Совершенствование методики МОГТ-2D, появление сейсморазведки МОГТ-3D способствовали детализации картирования рифов раннепермско-каменноугольного возраста. На территории Малоземельско-Колгуевской моноклинали по материалам сейсморазведки и бурения были выделены системы рифов, включающие 7–8 ветвей субмеридионального и иного простирания. Рифы очень широко распространены на Колвинском мегавале от Хыльчуйской до Чедтыгской площадей, объединяются в линейные и кольцевые формы, или локализуются в виде небольших биогермов, содержат залежи нефти. В северной части Хорейверской впадины сейсморазведкой МОГТ закартировано множество аномалий волнового поля, которые могут быть связаны с карбонатными банками, с одиночными рифами. На Сандивейской, Баганской, Веякошорской, Среднемакарихинской и других площадях Хорейверской впадины рифы нижней перми промышленно нефтеносны. Они известны по данным бурения на Варандейском, Торавейском, Лабоганском, Наульском, Междуреченском месторождениях, по данным сейсморазведки — на восточном борту Мореюской депрессии, в Верхнеадзвинской впадине.

Важным стимулом для изучения рифов было открытие залежей нефти на Колвинском месторождении в Хорейверской НГО, где после проведения сейсморазведки МОГТ-3D получены данные по строению и нефтегазонасности нижнепермских рифов, которые можно охарактеризовать следующими параметрами: глубина залегания 2050–2200 м; размеры рифа в поперечнике 250–500 м; высота рифа 160 м; количество эффективных коллекторов 23–60 м; пористость 7–13%; этаж нефтеносности 80–95–125 м; дебиты нефти до 658 м³/сут; количество построек на единицу площади месторождения — 1 постройка на 4–5 км² участка; возможные ресурсы одиночного рифа размерами 250×160 м — 95000 т; извлекаемые запасы 38000 т.

Уникальная система нижнепермских рифов, похожая в плане на кровеносную систему, закартирована на севере вала Сорокина на Наульской и Лабоганской площадях при широкоазимутальной съемке 3D. Схожесть отдельных рифов-столбиков (пинаклов) высотой 160–180 м с подобными рифами Колвинского нефтяного месторождения, Западно-Хатаяхской площади в Хорейверской впадине позволяет предположить, что центральная часть Хорейверской впадины от Пайхарской структуры на севере до группы Баганских структур на юге пронизана такой сеткой рифов. И понятно, что детально закартирована эта сеть может современной модификацией сейсморазведки 3D.

Чтобы оценить возможное количество рифов воспользуемся вышеприведенными данными по Колвинскому месторождению и его периферии, где одна постройка приходится на 5 км². При площади северной части Хорейверской впадины 26320 км² количество одиночных рифов может составить 5265 штук. Величина фантастическая.

При общем достаточно хаотичном расположении установленных и предполагаемых рифов на севере ТПП установлена закономерность, которая заключается в том, что северные из построек имеют позднекаменноугольно-раннепермский возраст, а южные — раннепермский. Очень часто пермско-каменноугольные постройки размещаются над верхнедевонскими, что указывает на устойчивость процессов рифообразования в течение сотни миллионов лет.

В Инта-Кожимской зоне в скважинах вскрыты уникальные разрезы асельско-сакмарско-нижнеартинских отложений, представленные полифациальными осадками: рифовы-

ми, склоновыми, предрифовыми глубоководными. Эти разрезы можно принять за эталон при изучении рифовых ситуаций в Предуральской части ТПП. Если литологические характеристики рифовых и склоновых фаций нижнепермских рифов известны, то характеристика предрифовых глубоководных депрессионных отложений много десятилетий чаще всего является неверной. За глубоководные аналоги принимаются отложения сезымской свиты, стратотип которой на самом деле не несет признаков глубоководности.

Нижнепермские депрессионные отложения убедительно охарактеризованы керном в скважине 20-Инта, который представлен обуренными обломками темно-серых до черных мергелей, плотных, крепких, неслоистых, с остроугольным изломом, обломками коричневатого-серых детритовых известняков, окремненных, с брахиоподами, мшанками, криноидеями, фораминиферами, спикулами губок, плотных, очень крепких. Т.е., для пород характерен черный цвет, битуминозность, окремнение, пиритизация. Подобную литологическую характеристику имеют нижнепермские отложения в описании А. И. Елисеева местами в обнажениях гряды Чернышева и Кожимского поднятия. Он относит их к кремнисто-известняковому (сыниному) типу разрезов толщиной 70–150 м.

Разрезы нижней перми глубоководной зоны Инта-Кожимских дислокаций на востоке примыкают к западному склону Кожимского поднятия Приполярного Урала, возвышающемуся над одновозрастными разрезами палеозоя на 3–5 км. Нижнепермские разрезы в обрамлении Кожимского поднятия закономерно сложены рифовыми, склоновыми, депрессионными фациями. И они надстраивают фрагмент Восточно-Европейского барьерного рифа рифейско-артинского возраста, ограничивавшего склон одноименного континента.

Южнее в Верхнепечорской впадине нижнепермские рифы по аномалиям сейсмической записи установлены по западной периферии Вуктыльской складки, на границе с Джебольской ступенью.

Картина с появлением и картированием нижнепермских рифов резко меняется на искусственной границе Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций, проведенной по Ксенофоновскому валу. Здесь в материалах сейсморазведки МОГТ-2D четко видны нижнепермско-каменноугольные рифы, унаследованно размещающиеся над девонскими и рифейскими рифами. Южнее на Косьвинско-Чусовской седловине над рифовым атоллom позднедевонского возраста мы видим артинские рифы, похожие на Колвинские ТПП. Такими рифами заполнено пространство Пермского края. Амплитуда их от нескольких десятков до 200 и более метров. Нефтепроявлений в них много, а месторождений известны единицы. Целенаправленно ими не занимались. В начале 2000-х годов НК «ЛУКОЙЛ» проявила интерес к рифам: сейсморазведкой 2D к бурению были подготовлены два объекта. Первой скважиной вскрыли склон рифа; второй скважиной со второй попытки вскрыли гребень рифа. Высота его около 100 м. Верхняя часть насыщена газом, нижняя — нефтью. Коллекторы хорошие. Дебит нефти около 50 т/сут, давление ниже гидростатического. Следующий риф готовили по 3D. Риф по размерам и коллекторским свойствам, аналогичный предыдущему, но оказался водонасыщенным. Можно представить, что количество таких рифов может достигать в Пермском крае многих сотен.

Совокупность проанализированных геолого-геофизических материалов по фрагментам Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Прикаспийской провинций показывает широкое развитие рифовых построек раннепермского возраста, количество которых может составить тысячи штук. Наблюдаемое в

провинциях в течение 20 лет отношение недропользователей к изучению и освоению этих рифов оптимизма не вызывает.

По-видимому, государству надо принять ряд стимулирующих и принудительных мер для освоения этих рифов, часть которых мы здесь предлагаем: 1. В Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинциях комплексом геолого-геофизических методов отработана методика выявления, картирования, подготовки к опробованию бурением рифов раннепермского возраста. 2. На территориях провинций выявлены тысячи рифов с возможными дебитами в сотни тонн. Ресурсы рифов могут составлять от десятков тысяч до млн. тонн углеводородного сырья, что позволяет считать их рентабельными для освоения. 3. Государство должно обязать каждого недропользователя провинции провести на своих лицензионных участках сейсморазведку МОГТ-3Д с целью картирования нижнепермских рифов, а, на самом деле, и всех других перспективных объектов для определения наиболее достоверного углеводородного потенциала территорий России. 4. При лицензировании участков недр с высоким этажом прогнозной нефтегазонасности государство должно предусмотреть выдачу отдельной лицензии на рассматриваемые рифы, если их не будет осваивать в ближайшее время основной недропользователь. 5. Популяризация в СМИ сотен «бесхозных» рифов может подвигнуть предпринимателей, наиболее деятельную часть населения к мечте о собственной скважине и бензоколонке, которые могут быть доступны не только олигархам. А если учесть, что в обеих провинциях закартированы тысячи километров уже нефтеносных девонских рифов, тысячи километров рифейских рифов нефтеносных пока в Восточной Сибири, то жить провинциалы должны богато и долго, как ближневосточные шейхи.

Рифы среднего рифея. Разрез верхнего докембрия Тимана сложен сериями преимущественно осадочных образований рифей-вендского возраста, испытавших воздействие метаморфизма: четласской, быстринской, кислоручейской, вымской. Признанным реперным уровнем Среднего Тимана являются карбонатные отложения быстринской серии, в которой ворыквинская и павыюгская свиты составляют рифовые и зарифовые фации, новобобровская и чиркинская — их депрессионные аналоги, рочугская, коренковская свиты, кислоручейская серия — толщи заполнения, компенсирующие рельеф барьерных рифов. Рифовые барьеры синхронных пар свит ворыквинская-павыюгская, деминская-низьвенская, нижнекалтасинская-верхнекалтасинская, протрассированы от Канина камня через Мезенскую синеклизу, Тиман в Пермское Прикамье, Башкортостан и Татарстан по системе глубинных разломов и названы Волго-Тиманским барьерным рифом. В связи с зарождением рифов в зонах тектонических нарушений, несущих химические элементы, растворимые в морской воде, рифостроители и их обитатели усваивают эти элементы, создавая «после захоронения» месторождения бокситов, марганца, редких элементов в черносланцевых толщах и рифах, являясь резервуарами для углеводородов и минерализованных флюидов.

Россия от Канина камня до Башкирского свода, от Башкирского антиклинория до Шпицбергена имеет два волшебных «оливиновых пояса» протяженностью до 10000 км с неимоверными запасами любых полезных ископаемых. Черносланцевая шиферная толща новобобровской свиты и чиркинской свиты быстринской серии среднего рифея соответствуют глубоководным (депрессионным) фациям среднего рифея. По

содержаниям биогенного углерода (Сорг) в количествах 9–15% эти черносланцевые толщи биогенного происхождения толщиной 35–70 м и более являются нефтематеринскими, частично реализовавшими свой потенциал. Содержат в промышленных концентрациях глинозем, титан, самородные серебро, золото, галлий, ванадий, скандий, рубидий, платиноиды, палладий. Из недропользователей, добывающих бокситы из коры выветривания рифейских рифов Четласского камня на участке протяженностью первые десятки километров из 2500 км, можно назвать ООО «Боксит Тимана».

Лемвинский (Восточно-Европейский) барьерный риф. В восточной части Косью-Роговской впадины в 1985 году спрогнозирован Лемвинский барьерный риф, высота которого в зоне совмещения могла достигать 5000 м. В рифовых фациях здесь находятся отложения среднего рифея, среднего-верхнего ордовика, силура, нижнего, верхнего девона, нижнего карбона, нижней перми. Наличие рифа было подтверждено в скважине 1-Юньяхинская, где под пластинами Лемвинского аллохтона в интервале 2290–4500 м вскрыты рифовые породы Елецкой структурно-формационной зоны в стратиграфическом диапазоне нижний карбон–верхний девон. При забое 4500 м скважина из рифа не вышла. При формальном опробовании притоков флюидов не получено. Здесь надо отметить, что совмещение местоположения скважины 1-Юньяхинская с зоной Лемвинского барьерного рифа на карте ПГО «Печоргеофизика» (1985 г.) показывает, что скважина пробурена в зоне рифа, намеченной по данным электроразведки, гравитики, сейсморазведки РНП.

В 2013 г. появилось сообщение, что поисково-оценочной скважиной 1-Левогрубеюская на северном склоне Кожимского поднятия Приполярного Урала, вскрыты верхне-среднедевонские рифогенные отложения и их обломочный шлейф. Сопоставление местоположения скважины 1-Левогрубеюская с полосой развития Лемвинского барьерного рифа, намеченной 40 лет назад, опять показало, что скважина оказалась пробуренной в его зоне.

В настоящее время бурение на Лемвинском рифе не проводится. Изначально риф был выявлен на 200-километровом пространстве между поднятиями Кожимским и Ентане-Пэ внутри передовых складок Приполярного, Полярного Урала. В дальнейшем он протянулся на юг до Башкирского антиклинория и на север до Шпицбергена на расстояние 5000 км и получил название Восточно-Европейский барьерный риф, обретя место на склоне древнего одноименного континента, на склоне Сибирского палеоокеана, закрывшегося только в артинском веке. Все это время от верхнего протерозоя до артинского века здесь была активная окраина Восточно-Европейского континента, что подчеркивается интенсивными магнитными и гравитационными полями, находками в обнажениях океанических пород, характерных для островодужных комплексов.

Кто-то из коллег геологов и чиновников от геологии заявляет, что ресурсов углеводородов хватит в провинции и России на первые десятилетия, во что не верится: при наличии показанных «Российских Карачаганаках», тысячах километрах барьерных рифов, тысячах одиночных рифов — ресурсов хватит на сотни лет!

Литература

1. Рифы: от оазисов жизни к месторождениям. Сборник статей / Отв. ред. Богданов Б.П. Сыктывкар: Коми республиканская типография, 2024. 368 с.



НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ РИФОВЫЕ ФАЦИИ В ПРОДУКТИВНОМ РАЗРЕЗЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НГП

С.В. Видик, П.В. Химченко, И.В. Осадчий

OIL AND GAS COMPLEXES CONTAINING REEF FACIES IN THE PRODUCTIVE SECTION OF THE VOLGA-URAL PROVINCE

S.V. Vidik, P.V. Khimchenko, I.V. Osadchy

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

The stratigraphic volume, structure, and lithology of oil and gas complexes, which include reef facies, are considered. Reef structures are not only reservoirs, but also structures that control the location of oil deposits in the overlying layers and in the structures of their encasing.

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция характеризуется многообразием литологических типов коллекторов [1], в том числе значительной долей органогенных известняков. Органогенные, в особенности, рифогенные известняки, могут обладать высокими коллекторскими свойствами и являться хорошими резервуарами углеводородов. Кроме того, рифовые массивы часто выступают в качестве структур, контролирующих расположение залежей в перекрывающих отложениях. В целом в Волго-Уральской провинции, где по материалам Госгеолкарты 1000/3 были выделены девять НГК [1, 2, 7], органогенные известняки встречаются по всему продуктивному разрезу, а собственно рифовые образования характерны для следующих комплексов: верхнедевонско-турнейского карбонатного, верхневизейско-башкирского карбонатного и нижнепермского. Возраст этих НГК достаточно хорошо согласуется с циклами рифообразования, установленными В.Г. Кузнецовым для палеозоя [6].

Верхнедевонско-турнейский карбонатный НГК (D_3-C_1) наиболее известен своими рифовыми образованиями. Многочисленные залежи углеводородов здесь связаны с биогермами, рифовыми постройками, а также структурами их облекания. Комплекс характеризуется исключительной сложностью геологического строения и стратиграфического расчленения разрезов. Выделен в объеме от саргавского горизонта до косьвинского, который представляет собой региональный флюидоупор.

Начало формирования комплекса соответствует завершению выделяемого В.Г. Кузнецовым силурийско-девонского цикла рифообразования. Основными рифостроителями этого цикла были строматопороидеи, кораллы, главным образом табуляты, и мшанки. Водоросли и микробиальные сообщества являлись важными поставщиками осадочного материала и цемента. С этим возрастным интервалом связаны рифы мендымской, аскынской свит [3], в которых кроме рифовых также имеются межрифовые разрезы — битуминозные известняки, сланцы. Некоторые исследователи аналогичные разрезы рифовых и межрифовых фаций описывают в саргавских отложениях.

По В.Г. Кузнецову, собственно рифы исчезли ниже границы фран-фамен, хотя потенциальные рифостроители еще существовали, но вне рифового биоценоза. После массового вымирания на границе франа-фамена каркасное рифостроение практически прекратилось, шло формирование иловых холмов. Однако по данным листов Госге-

олкарты 1000/3 [3], рифовые постройки отмечаются и в более поздних отложениях, например, в составе липецкой и орловской серий, озёрского и хованского горизонтов (фамен), шуриновского надгоризонта (турне).

В целом комплекс сложен известняками и доломитами от органогенных до кристаллических, часто перекристаллизованными, окварцованными, битуминозными; известково-битуминозными сланцами, мергелями, битуминозными аргиллитами; иногда встречаются железистые оолиты, включения сульфатов, прослои алевролитов и песчаников. Наибольшей нефтеносностью характеризуется центральная часть провинции, в особенности Камско-Кинельская система прогибов (ККСП). Предполагается [4, 5], что заложение ККСП произошло в позднефранское время. Для этой структуры выделяются осевой и бортовой типы разрезов. В осевых, наиболее глубоких частях шло накопление кремнисто-глинисто-карбонатного комплекса битуминозных пород доманикового типа, а в бортовых частях — органогенных, органогенно-обломочных, водорослево-фораминиферовых известняков. Увеличение мощности на бортах связывается с процессами ускоренного накопления органогенных отложений — биогермных (рифогенных) подводно-склоновых массивов. Такие массивы известны не только в пределах ККСП, но и в других районах провинции. Они могут образовывать валлообразные структуры протяженностью до 100 км, чаще узкие, с извилистыми очертаниями крыльев, выраженные в верхнефранско-фаменских и более молодых слоях. Общая мощность рифогенных построек может достигать 450–650 м. Со структурами облекания барьерного рифа фаменского возраста связаны залежи уникального Арланского месторождения.

В целом для верхнедевонско-турнейского НГК отмечается значительное разнообразие типов коллекторов и ловушек, которые распространены по всему разрезу: в саргавских, доманиковых, мендымских, верхнефранских, фаменских и турнейских отложениях. Также характерны «нетрадиционные» коллекторы в породах доманикового типа, представленные трещиноватыми битуминозными аргиллитами. Коллекторские свойства пород весьма изменчивы. Залежи имеются на Ромашкинском, Арлатовском, и др. месторождениях. В составе комплекса выделяется до 12–15 продуктивных пластов. Комплекс является вторым по запасам в провинции (после визейского терригенного) и представляет интерес в качестве объекта нефтепоисковых работ.

Верхневизейско-башкирский карбонатный НГК ($C_1v_2-C_2b$). Комплекс выделен нами [1,2,7] в объеме верхней части визейского яруса нижнего карбона — башкирского яруса среднего карбона. В целом сложен известняками, доломитами, часто окремненными; встречаются прослои аргиллитов, песчаников, включения сульфатов; в базальных горизонтах присутствуют известняковые брекчии.

Начало формирования НГК соответствует поздневизейско-серпуховскому циклу рифообразования по [6]. Каркасными рифостроителями этого этапа были мшанки и кораллы, но в значительных, а иногда и преобладающих присутствовали микробально-водорослевые компоненты. Этот цикл рифообразования был самым коротким в палеозое и продолжался порядка 16 млн лет, закончившись на границе серпуховского и башкирского веков.

В Волго-Уральской НГП рифы в разрезе верхневизейско-башкирского НГК известны на востоке, в приуральской части. Встречаются они реже, чем в верхнедевонско-турнейском. По [3] рифовые образования установлены в турнейских отложениях. Часто они развиты на вершинах и склонах франско-фаменских рифов и представлены органогенно-детритовыми, криноидными, фораминиферовыми и водорослевыми известняками.

Комплекс продуктивен на многих месторождениях, включая крупные и уникальные. Северная часть провинции непродуктивна. Залежи приурочены к структурным, структурно-тектоническим, структурно-литологическим, рифогенным ловушкам и структурам обложения рифовых построек. Комплекс обладает достаточно высокими запасами, хотя и уступает верхнедевонско-турнейскому карбонатному НГК.

Нижнепермский НГК (P_{a-k}) объединяет отложения приуральского отдела перми от ассельского до кунгурского яруса включительно. В составе комплекса — известняки, в том числе органогенные, органогенно-детритовые, доломиты, ангидриты, гипсы, соли, мергели, в подчиненном количестве — аргиллиты, песчаники, алевролиты.

Нижнепермскому НГК соответствует начало последнего цикла палеозойского рифообразования, продолжавшегося 45–47 млн лет, практически до конца пермского периода. Состав пермских рифостроителей существенно отличается от такового предыдущих этапов. Практически потеряли свое значение кораллы, в ранней перми относительно сохранили эти функции мшанки, но основная роль перешла к губкам, разнообразие таксонов которых существенно расширилось [6].

На территории Волго-Уральской НГП в нижнепермском НГК рифы установлены в восточной части, где с ними связана нефтегазоносность. Пермские рифы трассируют западную границу Предуральского прогиба, которая последовательно сменялась с востока на запад. Наличие рифовых образований фиксируется в широком стратиграфическом интервале: в холодноложском, шиханском, бурцевском, саргинском, сараниском горизонтах [3]. Кроме рифогенных образований коллекторами нижнепермского НГК являются пластовые известняки и доломиты. Залежи комплекса мелкие, массивные, сводовые, иногда осложненные тектоническими нарушениями. Нефтегазоносность в значительной мере определяется распространением галогенной кунгурской формации (региональный флюидопор), поэтому большинство месторождений расположены в юго-восточной части провинции и в Предуральском прогибе.

Заключение. Рифовые образования в разрезе Волго-Уральской провинции наиболее распространены в трех НГК, время формирования которых частично или полностью совпадает с эпохами рифообразования, проявленными в планетарном масштабе. Рифы являются не только коллекторами углеводородов, но и структурами, контролирующими расположение залежей в перекрывающих отложениях. Часто продуктивными являются структуры обложения рифовых массивов.

Работы выполнены в рамках объекта Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 10.01.2023 г № 049-00017-23-01.

Литература

1. Видик С.В., Ларичев А.И. и др. Создание схем корреляции нефтегазоносных комплексов нефтегазоносных провинций Российской Федерации в рамках работ по Государственному геологическому картографированию // Региональная геология и металлогения. 2023. № 93. С. 76–87
2. Видик С.В. Ларичев А.И. и др. Анализ закономерностей размещения залежей УВ в разрезе Волго-Уральской НГП на основе материалов ГГК 1000/3 / Литогенез и минералогия осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии: Материалы X международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г). Воронеж, 2023. С. 60–63.
3. Водолазская В.П., Тетерин И.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.
4. Застрожная О.И., Орлова Т.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Центрально-Европейская. Лист N-39– Казань–Самара. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. 467 с.
5. Князев Ю.Г., Князева О.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40– Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.
6. Кузнецов В.Г. Асинхронность развития рифов и рифострояющей биоты. Палеозой // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2020. Т. 63(1). С. 54–62. DOI: 10.32454/0016-7762-2020-63-1-54-62
7. Отчет о результатах работ по объекту: «Проведение в 2020–2022 годах работ по сводному и обзорному картографированию территории Российской Федерации по результатам мелко- и среднемасштабного государственного геологического картографирования». Отв. Исполнитель Кутырева М.Э. С-Пб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022. (ф)



ЭЙФЕЛЬСКИЙ И ПОЗДНЕЖИВЕТСКИЙ ЭТАПЫ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ И ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК

А.П. Вилесов, Н.Ю. Гребенкина, А.В. Филичев

EIFFEL AND POZDNEZHIVETSKY STAGES OF CARBONATE ACCUMULATION IN THE SOUTHEAST OF THE VOLGA-URAL OIL AND GAS PROVINCE: COMPARATIVE ANALYSIS OF CARBONATE PLATFORMS AND ORGANOGENIC STRUCTURES

A.P. Vilesov, N.Yu. Grebenkina, A.V. Filichev

Группа компаний «Газпромнефть», Санкт-Петербург, Россия

During the Eifelian and Late Givetian, carbonate ramps of various morphologies were formed in the southeast of the Volga-Ural pericratonic Basin. In the middle part of the Eifelian ramp, carbonate buildups were represented by numerous stromatoporoid and coral-stromatoporoid low-amplitude patch-reefs separated by carbonate bioclastic-micrite sediments. In the Late Givetian Time, stromatoporoid-coral isolated reefs surrounded by condensed clay-carbonate sediments enriched in organic matter were formed on the middle ramp.

Нижне-среднедевонские отложения на востоке Русской плиты формируют смешанный карбонатно-терригенный комплекс базальной части плитного структурного этажа Волго-Уральского палеобассейна (ВУБ). Их образование происходило на начальном этапе погружения окраины Восточно-Европейского кратона после длительного преддевонского перерыва. В строении ниже-среднедевонского комплекса принимают участие терригенно-глинистые породы мелководно-морских, дельтовых и континентальных фациальных серий и карбонатные породы мелководного шельфа. Карбонатные осадочные последовательности выделяются на четырех стратиграфических уровнях, соответствующих трансгрессивным максимумам ниже-среднедевонского комплекса: 1) бийском (верхний эмсс); 2) клинцовско-мосоловском (нижний-средний эйфель); 3) средневоробьевском (нижний живет); 4) позднеардатовско-муллинском (верхний живет). Они разделены интервалами терригенных и терригенно-глинистых пород и коррелируемы с ними перерывами.

Отложения ниже-среднедевонского возраста являются перспективными с точки зрения нефтегазоносности. Традиционно их выделяют в единый региональный эмско-живетский нефтегазоносный комплекс (НГК). Но при более детальном рассмотрении правильнее говорить о двух различных НГК:

— эмско-эйфельском (преимущественно карбонатном) с продуктивными пластами в такатинском и койвенском (ДVII-1, 2, 3, терригенные и карбонатные), бийском (DVI-1, 2, карбонатные), клинцовском (DV-3, терригенный) и мосоловском (DV-0, 1, 2, карбонатные) горизонтах;

— живетском (преимущественно терригенном) с продуктивными пластами в воробьевском (DIV-1, 2, 3, 4, 5 терригенные, DIV-0 карбонатный), ардатовском (DIII-1, 2 терригенные, DIII-0 и DIII-1 карбонатные), муллинском (DII-1 карбонатный, DII-2 терригенный) и пашийском (DIII-0, 1, 2) горизонтах.

Для эйфельского НГК региональной покрывкой являются глинистые отложения чернорязского и воробьевского горизонтов. Коллекторские свойства бийских и афонинских отложений невысокие. Пористость коллекторов меняется в пределах 4–16% при средних значениях от 4–5 до 6–8%.

Отложения живетского яруса очень неоднородны по площади. Открытая пористость в коллекторах изменяется в широком диапазоне (от 5% до 23%), нефтенасыщенные толщины так же сильно варьируются от 1 до 26 метров. Региональными флюидоупорами для живетского НГК являются муллинские и тиманские глины; внутри комплекса прослеживаются зональные глинистые покрывки изменчивой мощности.

Нефтематеринские породы эмско-живетского комплекса изучены крайне слабо. По имеющимся данным выделяют нефтематеринские пакки эмского и живетского (воробьевского) возраста.

Для бийского, клинцовско-мосоловского и позднеардатовского этапов ВУБ характерно развитие перикратонных карбонатных платформ (КП) рампового типа с широким распространением метазойных каркасных органо-генных построек. Карбонатная седиментация на юго-востоке ВУБ в среднедевонское время происходила в условиях тропического мелководного шельфа, при неравномерном влиянии привноса терригенно-глинистого материала с Жигулевско-Пугачевского, Токмовского и Татарского сводов. Вероятно, именно терригенное влияние было одним из решающих факторов, определивших морфологию КП на этом геологическом этапе развития ВУБ. В строении карбонатных рампов рассматриваемого возрастного диапазона отчетливо прослеживается смешанный состав пород, особенно в мелководных областях внутренней части шельфа.

В структуре клинцовско-мосоловского карбонатного рампа выделяются области верхнего, среднего и нижнего рампа [1]. В зоне верхнего рампа осадки имеют смешанный терригенно-карбонатный состав, сокращенные толщины, достигающие первых десятков метров. Средний рамп дифференцирован на внутреннюю область с высокой долей глинистых и карбонатно-глинистых осадков и внешнюю с преимущественно карбонатным типом разреза и многочисленными кораллово-строматопоровыми органо-генными постройками (пач-рифами), разделенными карбонатными биокластово-микритовыми отложениями. Толщины клинцовско-мосоловского интервала в зоне среднего рампа изменяются от 30–50 до 120–150 м, до-

стигая максимальных значений во внешней части пояса развития кораллово-строматопоровых пач-рифов и биогермных массивов. В зоне нижнего рампа наблюдается закономерное сокращение толщин клинцовско-мосоловских отложений до 60–80 м и переход в глинисто-карбонатный тип разреза с характерными признаками конденсированной седиментации с периодами придонной аноксии, доминированием в породах остатков разнообразных пелагических организмов и повышенным содержанием органического вещества ($C_{орг}$).

Пач-риффы клинцовско-мосоловского возраста в зоне среднего рампа характеризуются рядом специфических особенностей. Они обычно имеют небольшую мощность, которая изменяется от 3–5 до 8–12 м. Протяженность пач-риффов достоверно по точечным скважинным данным оценить сложно; возможно, она достигает нескольких десятков и даже сотен метров, как показывают данные по разновозрастным постройкам среднего девона Европы [2]. В разрезе скважин снизу вверх наблюдается закономерный последовательный переход от биокластовых вакстоунов, через строматопоровые флаустоуны к массивным кораллово-строматопоровым баундстоунам [1]. При последовательном надстраивании одной постройки другой и небольшой мощности пачек микритовых осадков, разделяющих разновозрастные постройки, формируются рельефные аккумуляционные формы — биогермные массивы, которые уже могут быть выделены по сейсмическим материалам. Каркас пач-рифов сформирован скелетами разнообразных строматопоровых губок (массивных, желваковых, табулярных и ветвистых), кораллитами одиночных ругоз, желваковыми колониями ругоз и табулят (фавозитид и сиригнопорид), ветвистыми фавозитидами. Скелеты часто плотно нарастают друг на друга; между ними обычны разнообразные стилолиты с прожилками ОВ. Интерстиции между скелетами заполнены, как правило, микритовыми осадками; в межскелетных промежутках не наблюдаются ранние морские цементы. Встречается биокластовый материал криноидей, брахиоподы и остракоды хорошей сохранности. В известняках не отмечены остатки зеленых водорослей и цианобактерий, отсутствуют листовидные формы табулят, что можно объяснить формированием ОП в условиях очень слабой освещенности, не достаточной для развития хлорофилл-содержащих фотосинтезирующих организмов.

КП клинцовско-мосоловского возраста можно охарактеризовать как моноклиальный рампа со слабо выраженным уступом в зоне перехода от среднего к нижнему рампу. Бентосная карбонатная фабрика имела максимальную продуктивность во внешней зоне среднего рампа, что отразилось в мощности карбонатного комплекса, распространении ОП и появлении биогермных массивов. Основу бентосной карбонатной фабрики формировали организмы-фильтраторы — строматопоровые губки, четырехлучевые и табулятные кораллы, криноидеи, брахиоподы. Отсутствие водорослей в комплексе фоссилий свидетельствует о развитии ОП на глубинах ниже эуфотической зоны, что подтверждается наличием в микритовых осадках между ОП прослоев биокластовых темпеститов. Появление признаков придонной аноксии в зоне нижнего рампа является свидетельством о стратификации толщи воды на глубинах ниже базиса штормовых волн и формировании пикноклина, что и обеспечило развитие многочисленных ОП в зоне среднего рампа.

Позднеардатовско-муллинский этап карбонатонакопления приходится на время позднеживетской трансгрессии, последовавшей за ранне-среднеардатовским этапом развития проградационных дельтовых комплексов. Карбонатный рампа на этом этапе приобрел существенно другую структуру, по сравнению с клинцовско-мосоловским. В нем выделяется широкая зона внутреннего (верхнего) рампа, обрамленная поясом многочисленных кораллово-строматопоровых биогермов и биостромов, с заметным ростом толщин (до 40–70 м). В прибрежной части верхнего рампа разрез становится существенно терригенным и смешанным, имеет сокращенные толщины (до 20–25 м). За пределом пояса биогермов и биостромов, при переходе к широкой зоне среднего рампа, наблюдается заметное сокращение мощности верхнеардатовско-муллинских карбонатных и глинисто-карбонатных отложений (до 15–20 м). Породы становятся здесь существенно глинистыми, тонко- и желваково-слоистыми. В муллинской части разреза обычны прослои биокластовых темпеститов, повышено содержание $C_{орг}$ в породах преобладают остатки планктонных организмов. Важной особенностью среднего рампа является появление амплитудных органогенных построек — изолированных кораллово-строматопоровых рифов, окруженных глинисто-карбонатными отложениями сокращенной мощности. Общая толщина карбонатного интервала ардатовских и муллинских отложений в рифовом типе разреза достигает 60–80 м. Породы здесь представлены химически чистыми известняками и доломитами. Диаметр изолированных рифов меняется от 200 до 500–700 м. Они хорошо выделяются по материалам сейсморазведки 3D. Диаметр и толщина изолированных рифов увеличиваются с СЗ на ЮВ, по мере перехода от внутренней к внешней части среднего рампа. Затем их размеры вновь начинают уменьшаться. Обычно постройки приурочены к тектоническим уступам разной амплитуды. Их развитие прекратилось в позднемуллинское время при существенном увеличении привноса глинисто-кластического материала и усиливающейся проградации дельтового побережья. Над изолированными рифами могут отсутствовать отложения пашийского горизонта.

Изолированные позднеардатовско-муллинские рифы фациально дифференцированы. В них выделяются зоны рифового ядра с массивными каркасами и рифового склона с разнообломочными биокластовыми отложениями шлейфов. По сейсмическим характеристикам они схожи с более крупными изолированными рифами франского возраста. Основные рифостроители — строматопороидеи (массивные, ветвистые, табулярные), ругозы и табулятные кораллы (ветвистые). Встроении рифового каркаса принимают участие фотосинтезирующие инкрустирующие кальцимикробы — гирванеллы, - и табулятные кораллы с пластинчатыми листовидными скелетами. Это свидетельствует о том, что верхняя часть рифов находилась в условиях эуфотической зоны. Комплекс организмов-рифолобов включает брахиопод, разнообразных иглокожих, остракод; на скелетах кораллов и строматопор наблюдаются разнообразные следы биоэрозии. Для пород ардатовско-муллинских рифов характерно развитие обильных радиаксиальных морских цементов, которые не отмечены в постройках эйфельского яруса.

КП позднеардатовско-муллинского возраста так же можно охарактеризовать как моноклиальный рампа со сла-

бо выраженным седиментационным уступом. Наиболее высокая продуктивность бентосной карбонатной фабрики была ограничена поясом перехода от верхнего к среднему рампу, где сформировались протяженные кораллово-строматопоровые биостромы и биогермы. В зоне среднего рампа, на глубинах в пределах воздействия штормовых волн, периодически формировались условия придонной аноксии, что свидетельствует о существенной стратификации вод в пределах шельфа на этом этапе и возможном влиянии на бентосные сообщества гипопикнальной взвеси. Развитие бентосной карбонатной фабрики в пределах среднего рампа было локализовано в виде рельефных изолированных рифов. Наличие фотосинтезирующих форм в рифовом сообществе свидетельствует о важном факторе фотосинтеза в трофической структуре рифовой бентосной экосистемы. Интенсивное развитие радиаксиальных морских цемента является еще одним доказательством развития вершин рифов в зоне активного волнового воз-

действия и интенсивной фильтрации морских вод через систему полостей рифового каркаса.

Таким образом, для двух этапов карбонатной седиментации среднедевонского времени юго-востока ВУБ установлены существенные отличия в морфологии карбонатных платформ и строении органогенных построек. При проведении геологоразведочных работ и корреляции сейсмических горизонтов необходимо учитывать эти особенности.

Литература

1. Вилесов А.П., Чертина К.Н., Воронцов И.П., Девятка Н.П. Генезис доломитовых коллекторов бийско-афонинской карбонатной толщи Оренбургской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 11. С. 25–34.
2. Unger T., Saillol M., Aretz M., Lokier S., Mueller M., Karius V., Immenhauser A. (2023), Inside a sediment-stressed Middle Devonian carpet reef: Cave exposes details of three-dimensional facies architecture and palaeoecology // Sedimentology. 2023. V.



ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОСТРОЙКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

Т.И. Григоренко, С.В. Сенин, Т.В. Зимишина

UPPER DEVONIAN CARBONATE BUILDUPS OF THE NORTHERN PART OF THE KOLVINSKY MEGASWELL

T.I. Grigorenko, S.V. Senin, T.V. Zimishina

ООО «Тимано-Печорский Научно-исследовательский Центр», Ухта, Россия

The paper analyzes the materials of seismic exploration and drilling carried out over the past two decades in the northern part of the Kolvinsky megaswell. According to the seismic data, there are no clearly defined signs of barrier reefs on the eastern side of the Kolvinsky megaswell. A new zonal model of the structure of the Middle-Upper Frasnian reef-bearing sediments is proposed.

Рассматриваемая территория в тектоническом отношении охватывает северную часть Колвинского мегавала в составе Ярейюского вала и северной части Харьягинского вала. Инверсионный Колвинский мегавал является восточным ограничением Печоро-Колвинского авлакогена. На северо-западе Колвинский мегавал по системе тектонических нарушений Западно-Колвинского разлома граничит с Усть-Печорской и Верхнелайской депрессиями Денисовского прогиба. На северо-востоке Колвинский мегавал сочленяется с Чернореченской ступенью Хорейверской впадины (см. рисунок).

К настоящему времени территория северной части Колвинского мегавала почти полностью покрыта сейсморазведочными работами МОГТ 3D. Здесь с 1994 (Хыльчюская площадь) по 2019 годы (Восточно-Сарутаюская площадь) выполнено 18 съемок МОГТ 3D. Материалы съемок пересматривались и обобщались в тематических и научно-исследовательских работах. Также через площадь работ проходят 12 региональных профилей. На рассматриваемой территории пробурено более 70 (параметрических, поисковых и разведочных) скважин, вскрывающих исследуемые отложения.

Объектом исследования в данной работе являются средне-верхнефранские отложения верхнего девона. Изу-

чаемая часть разреза снизу вверх последовательно сложена разнофациальными толщами пород: доманикового горизонта, который характеризует начало этапа карбонатного осадконакопления, глинистыми породами ветласянского горизонта и преимущественно карбонатной толщей сирачойского и евлановско-ливенского горизонтов. Разрез фаменских отложений представлен преимущественно шельфовыми карбонатными отложениями задонского и елецкого возраста. Особенностью строения верхнедевонского комплекса рассматриваемой территории является развитие средне-верхнефранских рифовых массивов, состоящих из одиночных построек разного вида (малоразмерные постройки, более крупные карбонатные банки, полосы-гряды типа биостромов?) и рифового барьера доманикового возраста. Рифовые барьеры сирачойского, евлановско-ливенского и задонского, елецкого возрастов проходят южнее и восточнее рассматриваемой площади. Распространение разных фациальных зон по латерали, наряду с данными бурения в большей степени изучено сейсмическими исследованиями. А смена фациальных зон в вертикальной последовательности разрезов изучена, в основном, по скважинам.

Принятые ранее модели строения верхнедевонского седиментационного бассейна в северной части Колвинс-

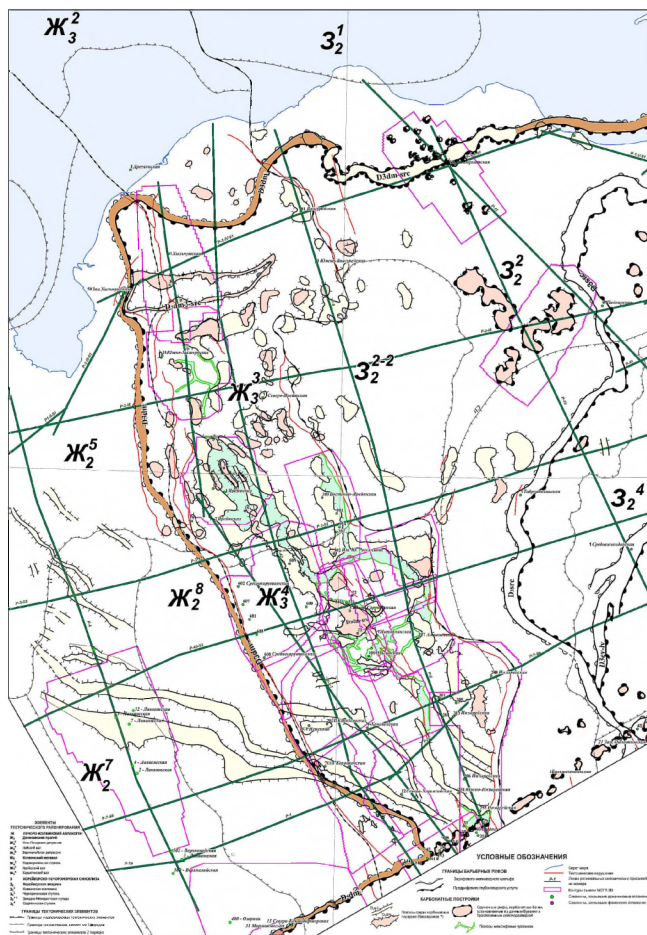


Рисунок. Схема расположения рифовых барьеров и карбонатных построек доманикового и сирачойского возраста северной части Колвинского мегавала

кого мегавала традиционно предполагают существование совмещенных рифовых барьеров доманикового и сирачойского возраста вдоль восточного борта Колвинского мегавала [1, 3] и выделение двух циклов рифообразования сирачойского возраста. В представленном позднее варианте рифовый барьер доманикового возраста проводился значительно западнее, до линии, соединяющей Восточно-Ванейвисскую и Западно-Хыльчюуские площади на север Денисовского прогиба [2].

Основной причиной обращения к иной модели строения верхнедевонских рифогенных отложений на севере Колвинского мегавала, представленной в настоящей статье, явилось отсутствие четко выраженных признаков существования барьеров по сейсмическим данным на восточном борту мегавала. По данным бурения скважин, пробуренных, в основном, на приподнятых участках, также нельзя говорить о наличии рифового барьера. Чистый карбонатный разрез сирачойских отложений, выделяемый в скважинах по данным ГИС и описанию керна, больше относится к мелководно-шельфовым отложениям. Сложное тектоническое строение северного окончания Харьягинского вала и южной части Ярейюского вала, а также зона сочленения этих валов усложняет задачу выделения по волновой картине рифогенных объектов. К началу доманикового времени здесь уже существовали приподнятые участки над Инзырейским и Ханчаргинским выступами фундамента и над структурами, сформировавшимися в раннедевонско-раннефранское время — Ярейюской, Восточно-Ярейюской, Сарутаюской, Восточно-Сарутаюс-

кой. Доманиковый разрез здесь представлен не депрессионными фациями. Здесь над сводами структур в волновой картине выделены участки, характерные для одиночных карбонатных построек доманиково-сирачойского возраста. В отдельных случаях отмечается более крутой восточный склон, в зависимости от морфологии структур. Характер изменения формы записи отражающих горизонтов в интервале доманиковых отложений между структурами свидетельствует о депрессионном разрезе доманика. Авторы сейсмических отчетов много пишут о выделении карбонатных построек, иногда о краевых рифах, но единого представления о барьерных рифах здесь нет. В последних отчетах не выделяются и не трассируются барьерные рифы по восточному склону Колвинского мегавала.

Создание модели, представленной в статье, основывается на результатах детальной интерпретации сейсмических данных с привлечением данных ГИС и результатов исследования керна по всем скважинами. В сейсморазведочных отчетах в северной части Колвинского мегавала последних лет положение доманикового барьера не определено. В то же время присутствуют высказывания о депрессионном разрезе доманиковых отложений в пределах всего мегавала. При анализе всех имеющихся временных разрезов вдоль восточного склона Колвинского мегавала и его свода, начиная с Инзырейского поднятия, можно констатировать, что в волновой картине аномалии сейсмической записи (такие, как в Ижма-Печорской синеклизе, Денисовском прогибе, Верхнепечорской впадине), соответствующие постройкам барьерного типа, не выделяются. Волновая картина сеймопрофилей в пределах северной части Колвинского мегавала свидетельствует о наличии здесь участков с расчлененным рельефом поверхности рифогенных отложений, отображающем наличие карбонатных построек и межрифовых проливов. Временные разрезы, проходящие через скважины, указывают только на одиночные постройки доманикового и сирачойского возраста. Выделенные полосы-гряды (в основном имеющие северо-западное простирание), в которые укладываются органогенные постройки, маломощные, протяженные, без характерных признаков глубоководного склона, чаще всего их строение симметричное. Наиболее амплитудные постройки такого типа выделяются на юге рассматриваемой северной части Колвинского мегавала. Часть этих гряд-полос (биостромы?) имеет продолжение с Колвинского мегавала в Денисовский прогиб через Верхне-Лайскую депрессию к Лаявожскому поднятию и Западно-Лаявожской площади.

По модели, представленной в статье, рифовый барьер доманикового возраста, как и ранее, трассируется от Командиршорской площади (Денисовский прогиб) к Среднехарьягинской площади (Колвинский мегавал), на которой по данным сейсморазведочных работ МОГТ 3D барьер проходит через скважины 141- и 142-Среднехарьягинские и далее предположительно разворачивается на северо-запад, в направлении Коробковской площади. Волновая картина временных разрезов (В.С. Винниковский, 2002 г.) говорит в пользу такого разворота — глубоководный склон четко проявляется до 145 скважины. Далее на восток вдоль Центральнохорейверского поднятия в волновом поле обрисовываются постройки одиночного типа. В районе 27-Среднехарьягинской скважины волновая картина соответствует наиболее высокой одиноч-

ной постройке (банке). Далее на восток в волновой картине и на карте dt между подошвой доманика и кровлей сирачойских отложений по резкому изменению временных мощностей выделяются отдельные рифовые массивы.

Барьер сирачойского возраста, так же, очевидно, не проходит по восточному склону мегавала, так как он прослежен в Денисовском прогибе и от Командиршорских скважин (13 и 103-Сев. Командиршорские) разворачивается на юго-восток и уходит далее на юг через 502-Лайскую скважину к Харьягинской площади и вновь появляется севернее на Центральнорейверском уступе уже в районе Западно-Ошкотынских скважин.

Таким образом, в результате проделанного анализа сделан вывод об отсутствии четко выраженных признаков существования рифовых барьеров по сейсмическим данным на восточном борту Колвинского мегавала.

По вновь предлагаемой модели, полосы доманикового и сирачойского барьеров смещены относительно друг друга. С долей условности полоса барьерного рифа доманикового возраста от Среднехарьягинской площади, возможно, проходит по западному борту Колвинского мегавала и далее в субширотном направлении по побережью уходит в Хорейверскую впадину (см. рисунок). Барьеры сирачойского, евлановско-ливенского возраста предполагаются восточнее, в пределах Хорейверской впадины. Также на рассматриваемой территории выделяются карбонатные банки и малоразмерные одиночные постройки.

Волновая картина сейсмопрофилей в пределах северной части Колвинского мегавала свидетельствует о наличии здесь участков с расчлененным рельефом поверхности

рифогенных отложений, отображающем наличие карбонатных построек и межрифовых проливов. В пределах Колвинского мегавала протраассированы единые протяженные полосы (гряды) карбонатных построек, ранее выделяемые на отдельных площадях в сейсморазведочных отчетах последних лет. Часть этих гряд-полос (биостромы?) имеет продолжение с Колвинского мегавала в Денисовский прогиб через Верхнелайскую депрессию к Лаявожскому поднятию и Западно-Лаявожской площади.

Заключение. На основе обобщения данных бурения, сейсморазведки МОГТ 2D и 3D и тематических исследований предложена иная зональная модель строения средне-верхнефранских рифовмещающих отложений территории северной части Колвинского мегавала. По сейсмическим данным прослежена сложная картина распространения по площади карбонатных построек разного типа.

Литература

1. Богацкий В.И., Жемчугова В.А. Система рифогенных образований Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность // Наследие А.Я.Кремса - в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар, 1992. С.97- 115.
2. Заборовская В.В., Богданов Б.П. Карбонатные постройки верхнего девона Денисовской впадины и их нефтегазоносность // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Материалы XVIII Геологического съезда Республики Коми 10-12 апреля 2024 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. Т. III. С.20- 21.
3. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт / Никонов Н.И., Богацкий В.И., Мартынов А.В. и др. Ухта, МПР РК, ГУП РК ТП НИЦ, 2000.



ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ ПАЛЕОЗОЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В.А. Жемчугова

THE PALAEOZOIC CARBONATE PLATFORM EVOLUTION OF THE PRECASPIAN DEPRESSION

V.A. Zhemchugova

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

During the most period of the Palaeozoic era three main steady types of the marine landscape occurred: shallow-marine, slope and deep-water ones with the moving boundaries, which shifted according to the geodynamic or sedimentary processes. This processes determined the broad distribution of the carbonate sedimentation and, to the great extent, set up the evolutionary carbonate platform changes, which, on the whole, specified the hydrocarbon potential of the sub-salt sediments.

Согласно существующим представлениям, Прикаспийская синеклиза в раннем палеозое представляла собой юго-восточную оконечность эпиконтинентального бассейна, располагавшегося в пределах Восточно-Европейского кратона. Активное прогибание этой территории в позднедевонскую эпоху, вызванное геодинамическими процессами [3], привело к образованию глубоководной впадины, по мере развития которой в погружение втягивались и прибортовые зоны, расширяя области относительно глубоководного осадконакопления.

В течение этого времени площадь бассейна седиментации несколько раз пульсационно расширялась, отвечая фазам изменения уровня Мирового океана на фоне непрерывного прогибания Центрально-Каспийской депрессии. Однако на протяжении большей части палеозойской эры в Прикаспийской синеклизе устойчиво существовали морские ландшафты трех типов: мелководноморской, склоновый и глубоководноморской, с мобильными границами, смещавшимися по мере влияния геодинамических либо седиментационных процессов. Эти процессы обеспе-

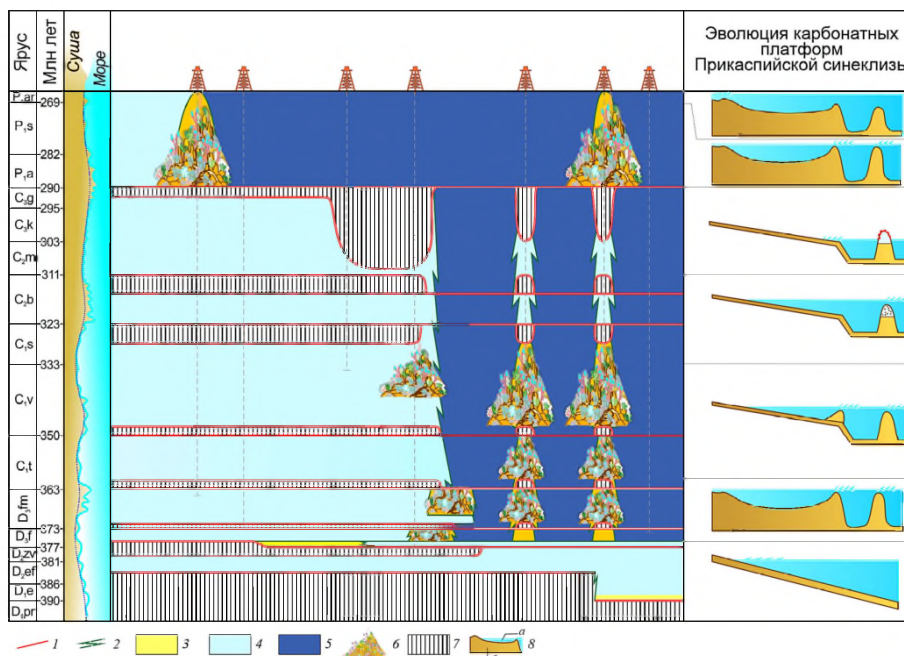


Рис. 1. Эволюция карбонатных платформ Прикаспийской синеклизы.

Условные обозначения. Границы: 1 — хроностратиграфические (несогласия или коррелятивным им согласия), 2 — фациальных замещений; среды осадконакопления: 3 — прибрежно-морская, 4 — мелководноморская, 5 — глубоководная; органогенные постройки: 6 — скелетно-микробные; 7 — перерывы в осадконакоплении; 8 — модель карбонатной платформы — а — море, б — суша; кривая изменения уровня моря (по Sea-level change..., 1988)

чили широчайшее развитие карбонатной седиментации и во многом предопределили эволюционные перестройки карбонатных платформ (рис. 1).

В дофранское время на большей части рассматриваемой территории господствовали рамповые обстановки накопления. Небольшие углы наклона рампы в его средней и внешней зонах, отвечающие модели *гомеклиналиной рампы*, обеспечили господство биокластовой седиментации на огромных пространствах, но скорости производства карбонатного материала здесь были, вероятно, невелики. Выровненный рельеф рампы, отсутствие в его пределах крупных барьеров и низкий потенциал продуктивности провоцировали активный отклик рамповой седиментационной системы на изменение темпов повышения относительного уровня моря (ОУМ), что способствовало разнонаправленной миграции береговой линии на большие расстояния.

В позднедевонскую эпоху в результате активного прогибания юго-восточной части Прикаспийской синеклизы, дифференцированного осадконакопления и роста окаймляющих органогенных построек гомеклиналиный рамп эволюционировал в *окаймленную платформу*.

Рост всех элементов платформы происходил во время повышения ОУМ, но темп этого повышения контролировал типы каркасов и структурные композиции осаж-

даемого материала. Быстрое повышение провоцировало наиболее активный рост рифовой системы и незначительное накопление карбонатов на зарифовом мелководье. Замедление темпов роста ОУМ зеркально меняло эту ситуацию: опережение производства осадочного материала в области рифовой каймы над скоростью добавления пространства аккомодации сопровождалось образованием в ее пределах карбонатной отмели с преобладающей оолитово-литокластовой седиментацией, «наращивающей» песчаный пояс тылового шлейфа. Основной карбонатный материал в это время образовывался и накапливался в зарифовой зоне, на склонах карбонатной платформы и в глубоководном бассейне в виде донных конусов выноса [2].

Деградация рифовых систем началась уже во время снижения темпов роста ОУМ, но коллапс систем наступал при его падении. В девонско-каменноугольной исто-

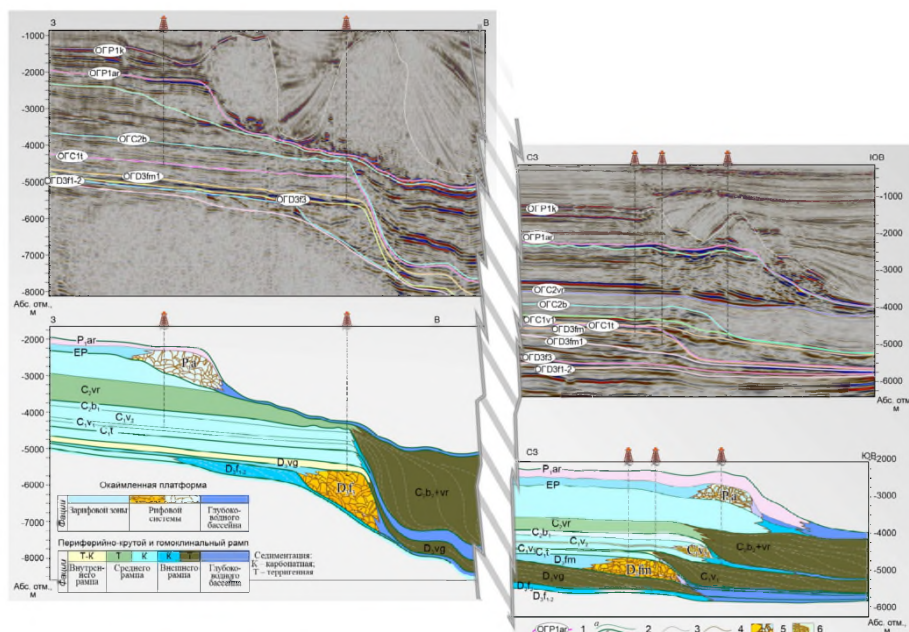


Рис. 2. Сейсмогеологическая модель рифосодержащих комплексов палеозоя Прикаспийской синеклизы.

Условные обозначения. На сейсмическом разрезе: 1 — отражающие горизонты и их индексы; на геологическом разрезе: 1–6 — границы (1 — стратиграфические (а) прослеженные в волновом поле (б), 3 — литологические, 4 — фациальные); 5 — краевые разновозрастные рифовые системы; 6 — микробные холмы

форм *изолированного типа*. На юге и востоке распространение этих платформ лимитируется главным образом Астраханско-Актюбинской системой поднятий, выделяемой по поверхности фундамента. Их формирование связано с позднедевонской эпохой, когда на месте ранне-среднедевонской островодужной системы в южной части глубоководного бассейна образовалось крупное топографически выраженное поднятие [1], представляющее собой идеальный цоколь для роста рифогенных массивов. На севере Прикаспийской синеклизы в области девонской глубоководной седиментации изолированные платформы также распространены, и хотя их размеры существенно меньше, они обладают типичными для платформ такого типа строением.

Конец раннего карбона знаменует собой практически повсеместное исчезновение рифовых систем, вызванное как неблагоприятными для роста органогенных построек внешними условиями — усилением привноса в бассейн аллохтонного материала, так и экологическими — вымиранием к концу каменноугольного периода большей части позднедевонских каркасостроителей. Поэтому на протяжении средне- и позднекаменноугольных эпох осадконакопление в бортовых частях Прикаспийской синеклизы осуществлялось в условиях *периферийно-крутого рампа*.

Расцвет новых каркасообразующих организмов — палеоаплизин, мшанок, водорослей, сообщества которых обладали высокой продуцирующей способностью, пришелся на начало ранней перми; с этим временем ассоциируется формирование новой *окаймленной платформы*. Нижнепермские органогенные постройки, широко развитые в

бортовых зонах Прикаспийской синеклизы, имеют все присущие «настоящим» рифам характеристики (большие размеры, асимметричное строение, передовые шлейфы, а также, в той или иной степени, осуществляют изоляцию мелководной зарифовой области), однако они относятся к числу крупных скелетно-микробиальных холмов, что объясняется негативным влиянием внешних факторов, препятствующих развитию рифовой экосистемы.

Несомненно, эволюционные перестройки типов карбонатных платформ отразились в вертикальном и латеральном распределении элементов углеводородных систем. Предлагаемый доклад иллюстрирует попытку создания генерализованной модели формирования подсолесевых отложений, конечной задачей которой является обоснования алгоритма взаимосвязи процессов накопления карбонатных толщ и их современной нефте-газоносности.

Литература

1. Абилхасимов Х.Б. Условия формирования резервуаров подсолесевых отложений Прикаспийской впадины и оценка их нефтегазоносности. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2011.
2. Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. 232 с.
3. Никишин А.М. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. М.: Геокарт, 2005. 388 с. (Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып.1.)



СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ АТДАБАНСКОГО ЯРУСА (НИЖНИЙ КЕМБРИЙ) НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.А. Жемчугова¹, В.А. Лебедько², А.Е. Власов¹, А.Н. Фарзиева³

SEDIMENTATION CONTROL OF THE DISTRIBUTION OF RESERVOIRS OF THE UPPER PART OF THE ATDABAN SECTION (LOWER CAMBRIAN) IN THE NORTHEAST OF THE NEPSKO-BOTUOBIN ARCH

V.A. Zhemchugova¹, V.A. Lebedko², A.E. Vlasov¹, A.N. Farzieva³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² ООО «Специальные геофизические системы данных», Москва Россия

³ ОАО «Ямал СПГ», Москва, Россия

The reservoirs containing the main hydrocarbon accumulations in the upper part of the Atdaban section of the Nepsko-Botuobin arch consist of the carbonate deposits and the overlapping halogenic seals. The reservoirs have complicated distribution and changeable properties. It is caused by the sedimentary reasons. Complex interpretation of the geological-geophysical data gave us the reason to estimate the pay section structure and justify the distribution principles of the different type reservoirs in it.

В разрезе Непско-Ботубинской антеклизы существенный объем углеводородного (УВ) сырья связан с нижнекембрийскими карбонатными отложениями, содержащими залежи нефти и газа на многих месторождениях одноименной нефтегазоносной области. Начиная с девяностых годов прошлого столетия, этот комплекс пород обеспечивает более трети прироста запасов УВ Лено-Тун-

гусского нефтегазоносного бассейна и характеризуется значительной ресурсной базой, что определяет повышенный интерес к его изучению.

Большой ареал распространения продуктивности нижнекембрийских доломитов обусловлен главным образом благоприятным соотношением карбонатных коллекторов и галогенных флюидоупоров. Однако невыдержанность по

площади и изменчивость по разрезу свойств коллекторов предопределили многочисленные проблемы освоения выявленных залежей нефти, решение которых невозможно без детальных седиментологических реконструкций.

Литогенетическая типизация пород (ЛГТ), слагающих разрез отложений верхней части атдабанского яруса северо-востока Непско-Ботубинской антеклизы, осуществлялась на основе анализа признаков (рис. 1), свидетельствующих об условиях и механизмах накопления осадка или роста каркасов. Макро- и микроскопическое изучение керн скважин показало широкое разнообразие слагающих нижнекембрийские отложения ЛГТ, которые по вещественному составу, седиментационной структуре и текстурным характеристикам были объединены в ассоциации (группы) седиментационно-раннедиагенетических доломитов, известняков и вторичных доломитов, аргиллитов, ангидритов и солей.

В региональном плане толща исследуемых отложений представляет собой фрагмент древней эпиконтинентальной платформы с рифовым обрамлением, выделяемым как Сахайская органогенная полоса, пересекающую Восточно-

Сибирскую платформу с северо-запада на юго-восток [1]. Это означает, что накопление осадков в огромной по площади зарифовой зоне, хоть и не доминирующее, но зависело от эволюции этого обрамления. В первую очередь, несколько фаз изоляции мелководных областей седиментации, вызванных в том числе и ростом рифового обрамления, в условиях аридного климата обеспечивали смену карбонатного осадконакопления эвапоритовым или глинисто-эвапоритовым.

На основании распространения по разрезу и по площади выделенных ЛГТ и их парагенетических ассоциаций были определены четыре фациальных комплекса, слагающих разрез отложений верхней части атдабанского яруса северо-востока Непско-Ботубинской антеклизы: литоральный, сублиторальный со свободным и затрудненным водообменом, лагунный.

К сублиторальным участкам акватории приурочен основной объем образованного биогенного карбонатного материала; отсюда он разносился в более глубоководные и прибрежные районы. Два основных фактора определяли особенности распределения материала в пределах «субли-

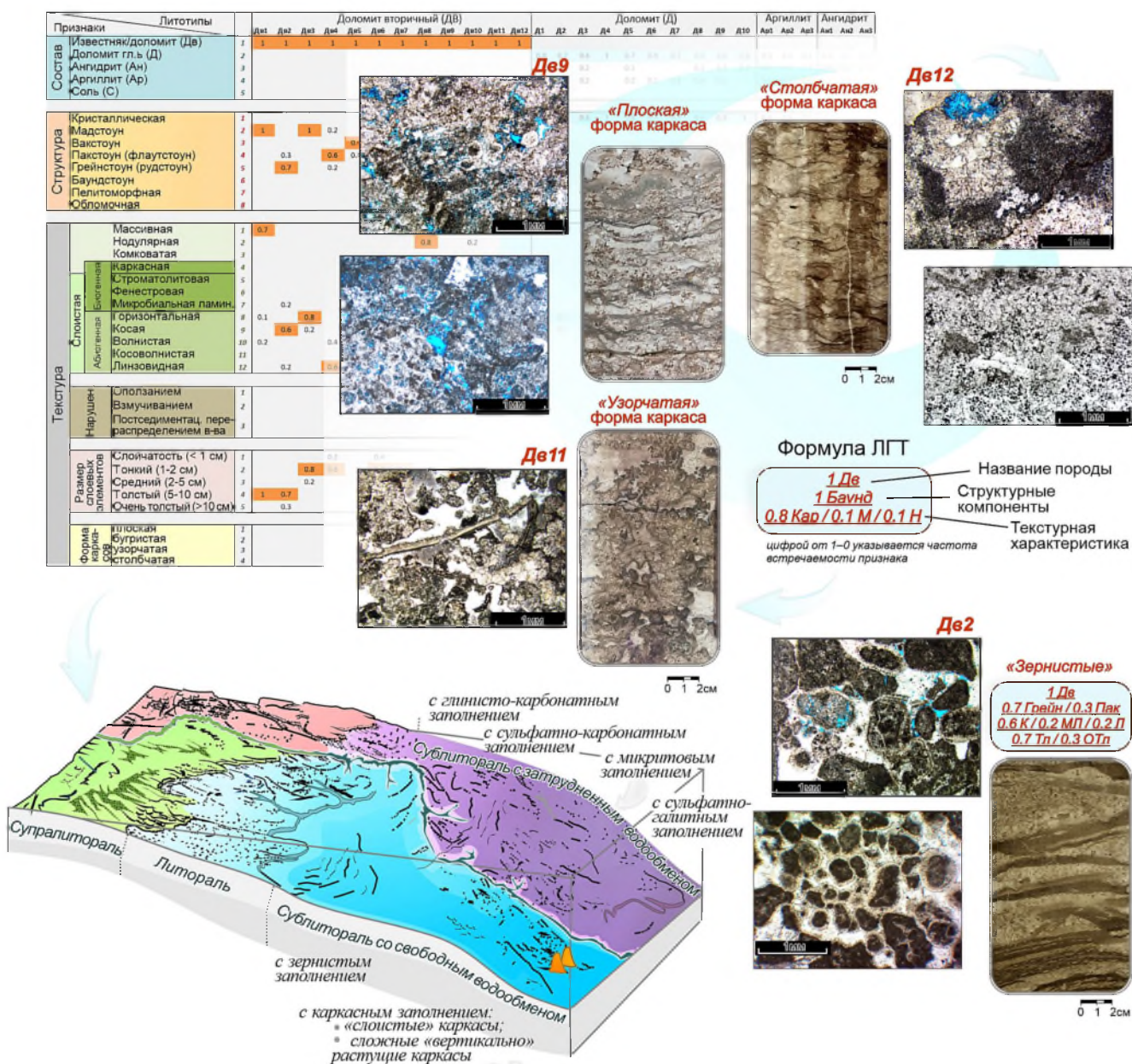
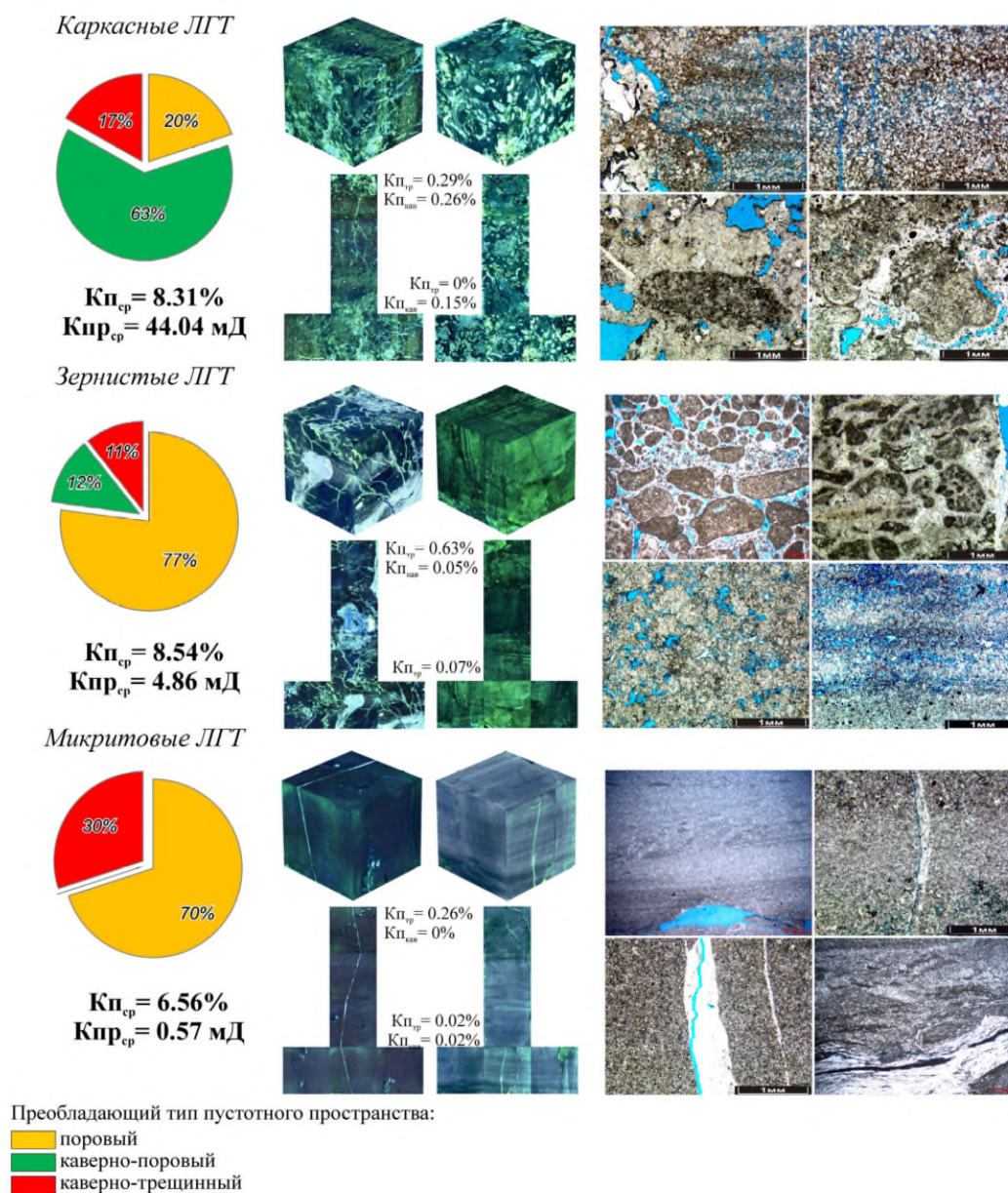


Рис. 1. Седиментационная модель отложений верхней части атдабанского яруса



торальной фабрики» – степень ее изоляции от открыто-морских условий и гидродинамическая активность водной среды. Кроме того, важное значение для образования и накопления карбонатных отложений имел рельеф дна морского бассейна, контролировавший не только его глубину, но и направления движения придонных течений. С последними связано распределение биоценозов, продуцирующих карбонатный материал, и следовательно, структурно-текстурные параметры накапливающихся осадков.

Результаты генетического анализа каменного материала, проведенного по разрезам опорных скважин, применялись также как базовые для прогноза генезиса отложений неохарактеризованных керном интервалов разреза.

Литофациальные реконструкции, выполненные для изучаемых отложений, позволили установить, что они представляют собой классический элемент эпиконтинентальной карбонатной платформы.

Формирование литоральных комплексов происходило в мелководных сублиторальях и на приливно-отливной равнине, характеризующейся быстро меняющимися во времени условиями накопления карбонатного осадка. Периодические осушения, смешения морских вод с пресными и, са-

мое важное, активизация биохимических процессов в условиях бактериально-микробной деятельности привели к образованию карбонатных пластов со специфическими текстурными и структурными признаками, которые транслируются в сложной структуре пустотного пространства известняков и доломитов, и соответственно, их фильтрационно-ёмкостных характеристиках (рис. 2).

При всей сложности структуры пустотного пространства среди карбонатных коллекторов доминируют два литогенетических типа – доломиты с седиментационной каркасной и зернистой структурами; с первыми ассоциируются коллекторы главным образом кавернового и трещинно-порово-кавернового типов, среди вторых преобладают коллекторы порового типа.

Литература

1. Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А. Биофаии раннего кембрия Сибирской платформы по бентосу (хиолиты, мелкораковинная проблематика, археоциаты, трилобиты и известковые водоросли) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Том 21. №2. С. 3–21.

РАЗНООБРАЗИЕ ПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ, СВЯЗАННЫХ С ВЕРХНЕДЕВОНСКИМИ ОРГАНОГЕННЫМИ ПОСТРОЙКАМИ ВОЛГО- УРАЛЬСКОЙ НГП

Р.В. Мирнов, Л.Н. Чанышева

A VARIETY OF SEARCH OBJECTS RELATED TO THE UPPER DEVONIAN ORGANOGENIC STRUCTURES OF THE VOLGA-URAL NGP

R.V. Mirnov, L.N. Chanysheva

ООО «РН-БашНИПИнефть» (ОГ ПАО «НК «Роснефть»), Уфа, Россия

Carbonate buildups play an important role in the formation of hydrocarbon deposits. They control anticlinal structures formed as a result of differential compaction of surrounding sediments. In the case of the presence of seal rocks covering the reef, organogenic rocks can serve as reservoirs for oil. Debris trails of pinnacle reefs can also serve as promising objects for the search for oil deposits. Detailing the structure of carbonate buildups and host sediments can facilitate the discovery of new hydrocarbon deposits in the Upper Devonian-Tournaisian carbonate complex.

Верхнедевонские и верхнедевонско-турнейские органогенные постройки играют важную роль в нефтегазоносности Волго-Уральской НГП. Чаще всего они контролируют залежи нефти в вышележащих отложениях от верхнего девона до среднего карбона, образуя антиклинальные структуры за счет дифференциального уплотнения окружающих их осадков.

В случаях, когда появляются условия для формирования флюидоупоров непосредственно над органогенными постройками, они могут образовывать массивные залежи с высокой концентрацией запасов [3]. Примерами таких залежей служат одиночные рифы Рубежинского прогиба [1], перекрытые верхнефранско-нижнефаменскими карбонатно-глинистыми отложениями колганской толщи, а также рифы юго-восточной части Благовещенской впадины, над которыми залегают преимущественно глинистые отложения алатауской свиты.

Флюидоупоры над органогенными постройками могут формироваться и в периоды максимального затопления, когда рифы прекращают свое развитие, а над ними начинают накапливаться карбонатные илы. Примерами залежей этого типа являются Чермассанский и Матвеевский рифовые массивы на юге Бирской седловины.

Перспективными объектами для поиска также являются шлейфы одиночных бассейновых рифов, сложенные пористыми органогенно-обломочными известняками и карбонатными брекчиями [2], залегающими среди низкопроницаемых отложений доманикового типа и формирующими литологические залежи.

По результатам изучения органогенных построек на территории Башкортостана, выделяется два основных этапа зарождения рифов: первый (основной) в конце воровнежского времени, второй в конце раннефаменского. Основными рифообразующими организмами нижнефаменских построек служили цианобионты, что обусловило их значительно более низкие фильтрационные свойства по сравнению с верхнефранскими.

Несмотря на высокую геологическую изученность региона, детализация строения органогенных построек и вмещающих отложений может способствовать открытию новых залежей углеводородов в верхнедевонско-турнейском карбонатном комплексе.

Литература

1. Власова, А. М., Казачкова А.Г., Вилесов А.П. Одиночные верхнедевонские рифы Рубежинского прогиба (Бузулукская впадина) и их нефтегазоносность // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А.Варсановьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 37– 39.
2. Фортунатова, Н. К. Седиментационные модели карбонатных конусов выноса – новых нефтегазопроисловых объектов // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 61– 69.
3. Шакиров В.А., Вилесов А.П., Истомина Н.М., Соболев В.И., Середа И.А. Причины различной наполненности франских рифогенных ловушек нефти на Волостновско-Рыбкинском участке Оренбургской области. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2020. № 10(346). С. 4– 11.



АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА В НЕОДНОРОДНЫХ ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ ФАМЕНСКИХ МИКРОБИАЛЬНЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Р.Р. Нуриахметов, Е.Т. Казимиров

ANALYSIS OF PORE SPACE DISTRIBUTION IN HETEROGENEOUS RESERVOIR ROCKS OF MICROBIAL FAMENNIAN ORGANOGENIC BUILDS OF THE TIMAN-PECHORA OIL AND GAS PROVINCE

R.R. Nuriahmetov, E.T. Kazimirov

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

The paper presents the results of lithological and petrophysical characterization of complexly constructed carbonate algal-microbial carbonate reservoir rocks. Their main types of textures and structures are identified and compared with the results of petrophysical studies. The variants of taking into account the texture and structure of rocks in determining the reservoir properties of rocks are proposed.

Карбонатные породы являются одними из основных пород-коллекторов нефти и газа [1]. Однако добыча углеводородов из них часто осложнена. Это связано с тем, что данные породы имеют сложное неоднородное строение, обусловленное их биогенным, в частности микробальным, генезисом [2]. Неоднородность строения приводит к неоднородности распределения пустотного пространства, что, в свою очередь, усложняет прогноз распределения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) и может приводить к ошибочному прогнозу добычи углеводородов.

Одним из примеров неоднородных пород являются водорослево-микробальные породы-коллекторы верхнего девона Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Для изучения их особенностей строения и распределения пустотного пространства проведена литолого-петрофизическая характеристика. В результате было выявлено, что породы состоят из двух принципиально разных компонентов: каркасных и некаркасных (форменных) элементов. Каркасные элементы представляют из себя обызвестленные несkeletalные водорослево-микробальные колонии, и могут обладать микрозернистой (рис. 1, Е), либо, в случае проявления процессов перекристаллизации, кристаллической микроструктурами (рис. 1, F). Некаркасные (форменные) элементы представлены комками и сгустками пелитоморфного кальцита (рис. 1, А–D), которые могут слагать как межкаркасное пространство (в случае

пород с преобладанием каркасных элементов), так и весь объем породы (в случае пород с преобладанием форменных элементов).

Породы с преобладанием каркасных или форменных (граноморфных) компонентов имеют два резко отличимых набора макротекстур (текстуры, наблюдаемые на керне), для каждой из которых были зафиксированы микро-текстуры (текстуры, наблюдаемые в шлифах). Для биогермных пород выделено пять основных типовых макротекстур: пятнистая, слоисто-пятнистая, слоистая, пятнисто-петельчатая, петельчатая (рис 2); для граноморфных три: линзовидно-слоистая, слоистая и массивная (если текстура не распознается).

Изучение полноразмерного керна методами томографии, позволило увидеть, что полученные томографические изображения соотносятся с плоскими срезами керна и основные макротекстурные компоненты видны, иногда лучше, чем на самом керне (кроме плотных разностей пород). Это позволяет исследовать выделенные макротекстуры в объемном пространстве, а также использовать результаты этих исследований при построении трехмерных моделей макротекстур.

Исследование пустотного пространства оптико-петрографическим и петрофизическими методами показало, что фильтрация приурочена к некаркасным элементам породы, а каркасные элементы уменьшают общее пустотное

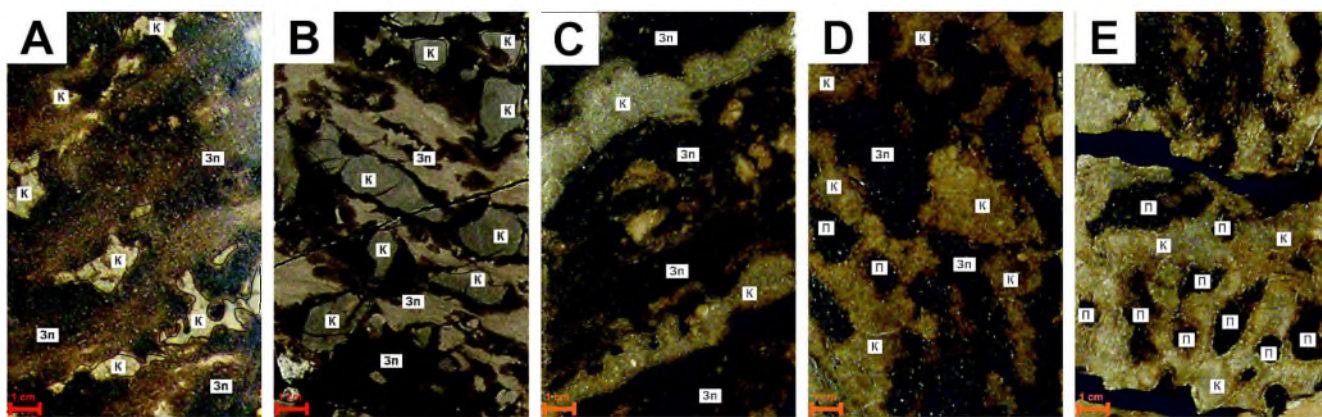


Рис. 1. Основные типы структур, встречающиеся в изучаемых породах. А, В – комковатая структура; С – сгустково-комковатая структура; D – комковато-сгустковая структура; Е – микритовая структура с включением реликтов зеленых водорослей; F – кристаллическая структура перекристаллизованных каркасных элементов.

Условные обозначения. К – комки; Сг – сгустки; П – межформенные пустоты, Кр – тонкокристаллический кальцит (по перекристаллизованному микриту), М – автомикрит в микробально-водорослевом каркасе. Фотографии шлифов без анализатора

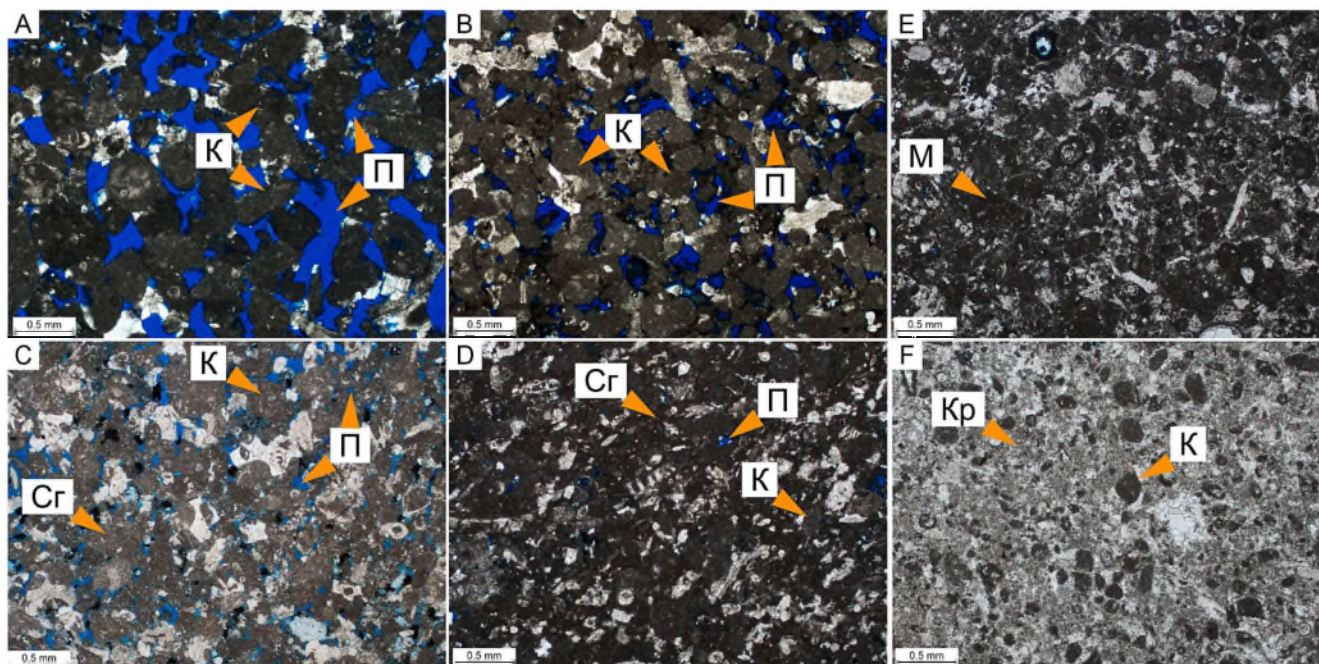


Рис. 2. Типизация макротекстур с каркасными элементами. А – пятнистая текстура; В – слоисто-пятнистая текстура; С – слоистая текстура; D – пятнисто-петельчатая текстура; Е – петельчатая текстура.

Условные обозначения. К – каркас; Зп – межкаркасный заполнитель; П – «петли» заполненные межкаркасным заполнителем. Фотографии керна при дневном свете

пространство и выступают в виде барьеров для фильтрации. При этом ФЕС породы, как правило, характеризуются стандартными петрофизическими цилиндрами локально, по преобладающей в них структуре, не учитывая текстурные вариации. Исходя из полученных результатов предлагается использование последних для более корректного определения ФЕС породы в ходе петрофизических изысканий.

Помимо этого, полученные данные по литолого-петрофизической характеристике с привлечением томографии являются основой для моделирования и прогнозирования

распределения ФЕС по вертикали и латерали, в межскважинном пространстве.

Литература

1. Кузнецов В. Г. Литология. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2018. 410 с.
2. Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М. Микробиальные карбонатные породы – состав, структуры, текстуры, механизмы и обстановки образования. Возникновение учения о микробиальных образованиях и их формах. Статья 1 // Proceedings of Higher Educational Establishments: Geology and Exploration. 2022. V. 3. P. 8– 18.

РЕЗЕРВУАРЫ НЕФТИ И ГАЗА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ РИФЕЯ И КЕМБРИЯ

В.С. Парасына¹, Г.Д. Ухлова¹, М.А. Масленников², Е.В. Милованова¹, О.В. Гутина¹, А.В. Струнов¹, В.Г. Сибгатулин³, Н.В. Прицан¹, Д.А. Горлов¹

OIL AND GAS RESERVOIRS IN CARBONATE ROCKS OF THE RIPHEAN AND CAMBRIAN

V.S. Parasyna¹, G.D. Ukhlova¹, M.A. Maslennikov², E.V. Milovanova¹, O.V. Gutina¹, A.V. Strunov¹, V.G. Sibgatulin³, N.V. Pritsan¹, D.A. Gorlov¹

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

³ Некоммерческое партнерство «Экологический центр рационального освоения природных ресурсов» (НП «ЭЦ РОПР»), г. Красноярск, Россия

The conditions of carbonate sedimentation of individual carbonate riphean and cambrian stratigraphic levels, which may be of oil and gas exploration interest from the perspective of reef-forming hydrocarbon traps and which are being searched for by seismic explorers, are considered.

Карбонатные породы рифея, в обрамлении юго-западной части Сибирской платформы изучены в обнажениях р.р. Ангара, Иркинсева, Каменка, Нижняя Теря, Чапа, Чадобца, Теля, Нижняя и Сухая Тунгуски и др. Во внутренних районах исследован керн скважин и использованы материалы сейсморазведки [1]. В структурно-тектоническом отношении это — Енисейский кряж, Иркинсеvский выступ, Туруханское и Чадобецкое поднятия, Байкитская антеклиза, Катангский выступ, зона Ангарских складок.

В каждый период времени карбонатообразование имело свои характерные черты и особенности, которые оказали влияние и на формирование рифейских рифогенных объектов и их нефтегазоносность.

Рифогенные объекты среднего рифея. Начало карбонатообразования и становление карбонатного шельфа (платформы) в рифее внутренних районах Сибирской платформы ее обрамления связано с отложениями верхней части среднего рифея (сухотунгусская, аладинская, юрубченская, чукутконская свиты) и появлением первых органогенных карбонатных водорослевых (пластово-строматолитовых) пород и первых рифопостроителей, формирующих первые отдельные биостромные и биогермные постройки и массивы.

В целом, породы являются продуктами органогенного карбонатакопления, происходящего в условиях мелководного шельфа, преимущественно, в верхней сублиторальной и литоральной зонах. Пластовые строматолитовые разности и продукты их разрушения являются преобладающими в разрезах. Они образуют как небольшие самостоятельные биостромы, так и входят в состав сложно построенного биостромного массива, такого как Юрубченский биостромный массив, охватывая большую часть исследуемой территории.

По типу рифовые массивы среднерифейского комплекса можно отнести к окаймляющим или береговым рифам, возможно периодически переходящими в барьерные рифы.

Они формировались в пределах пологого карбонатного шельфа (платформы), с полого погружающимися краями платформы, рампового типа. Край платформы этого времени в сторону лагуны хорошо фиксируется керновым и сейсмическим материалами. Край платформы в сторону открытого бассейна прогнозируется на западе-северо-западе, в обрамлении Сибирской платформы, где в отложениях аладинской свиты по р. Ангаре появляются прослои и толщи глинистых сланцев. На исследуемой геофизикой территории на ряде сейсмических профилей появляется некоторая дифференциация сейсмического поля.

Для всех отложений характерна интенсивная перекристаллизация и выщелачивание с образованием каверн.

Разнозернистые структуры, от микро до грубозернистых, способствовали формированию коллекторов с высокими фильтрационно-емкостными характеристиками, в период выхода на дневную поверхность в предверхнерифейский перерыв.

Мощности карбонатных рифогенных толщ в обрамлении платформы варьирует от 550–600 до 700–800 м (аладинской, сухотунгусская свиты). Общая вскрытая мощность биостромного массива (юрубченской свиты) во внутренних районах составляет 583–800 метра. Протяженность вдоль древних береговых линий более 1000 км. Границы таких массивов, в сторону открытого бассейна, прогнозируются в пределах обрамления платформы, где в обна-

жениях зафиксировано появление и увеличение глинистых пластов в составе карбонатного биостромного массива (аладинская свита).

На каротажных диаграммах карбонатные массивы (юрубченская свита) характеризуются низкими значениями ГК (не более 2.0 мкр/час); показания приведенной активности пород изменяются от 3.2 до 5.4 усл. ед.

Со средне-рифейским биостромным массивом (юрубченская свита) связано уникальное Юрубченское нефтегазоконденсатное месторождение.

Проведенные исследования наглядно показали наличие в разрезе среднего рифея карбонатных пород, способных формировать рифогенные объекты пластового типа — биостромы и биостромные массивы и наличие в них углеводородов.

Такие массивы очень сложно фиксируются методом сейсморазведки. Характерной особенностью рифогенных построек среднего рифея, является, слабая морфологическая и динамическая выраженность на сейсмических разрезах.

Рифогенные объекты верхнего рифея. В карбонатных разрезах верхнего рифея обрамления юго-западной части Сибирской платформы и внутренних районов только в двух разновозрастных свитах джурской и деревнинской выявлены рифогенные объекты.

По результатам исследований пород нижней части верхнего рифея (деревнинская, джурская, долготинская, териновская, кулиндинская и др. свиты) установлено, что на всей территории от Туруханского фациального района на севере до Енисейского, Катангского и Байкитского геологических районов на юге, юго-западе и юго-востоке они представляют собой смешанный карбонатно-терригенно-глинистый тип осадконакопления.

Мощность осадков существенно зависит от присутствия в разрезе терригенно-глинистых толщ.

Среди карбонатных пород преобладают органогенные, строматолитовые столбчатого типа, формирующие биогермные тела или массивы, в ассоциации с органогенно-обломочными, микрофитолитовыми, оолит-онколитовыми отложениями. Реже встречается хемогенное карбонатообразование. Мощность биогермных массивов может достигать 500 и более метров (р. Ангара, в устьевой части р. Каменки).

По площади распространения биогермные массивы формировали барьерные рифы, на склоне резко погружающегося шельфа в западно-юго-западном направлениях. По мнению авторов, они составляли единый Деревнинско-Джурский барьерный риф, по типу Большого Австрийского барьерного рифа, который протягивался в меридиональном направлении вдоль побережья с севера на юг по всей площади исследования.

Седиментация органогенных пород происходила на карбонатном шельфе в пределах нижней и верхней сублиторальных зон, а также на приливно-отливной равнине литорали, зарифовой лагуны, которая простиралась на огромной площади и охватила большую часть исследуемой территории на востоке, юге и юго-востоке. Смешанная карбонатная и терригенно-глинистая седиментация этого периода является показателем тектонической активности, как в областях суши, так и в морском бассейне, характеризующимся частой сменной трансгрессивно-регрессивных циклов.

Таким образом, осадконакопление в верхнерифейский период характеризуется смешанным типом седиментации. Основной особенностью отложений джурской сви-

ты, так же, как и деревнинской, является изобилие рифо-построителей, которые способствовали формированию биогермных массивов, барьерного типа. На границе двух бассейнов с карбонатной и глинистой седиментацией сформировался барьерный риф «Джурский», за которым на востоке и юго-востоке простиралась зарифовая лагуна.

В биогермном массиве открыто Салаирское газовое месторождение в аналогах джурской свиты (долгоктинская свита).

В верхнерифейском сейсмокомплексе, его нижней части, появляются барьерные рифы, большой мощности (более 500–550 м). Они наглядно отражаются в волновых полях, особенно, в зонах перехода барьерного рифа к лагунам с терригенно-глинисто-карбонатным типом отложений. В зарифовой лагуне, фиксируются небольшие по мощности (первые м) биогермные постройки, переслаивающиеся с терригенно-глинистыми толщами, различной мощности. По протяженности (более 1000 км) они не уступают биостромным массивам. Наряду с барьерным рифом, особенностью верхнерифейского сейсмокомплекса является присутствие карбонатных банок, зафиксированных в волновых полях на ряде нефтегазовых площадях.

Волновое поле в верхнерифейских карбонатных рифогенных объектах характеризуется слабой динамической выразительностью и отсутствием регулярных волн, внутри исследуемых пакетов между сейсмическими отражающими горизонтами, и только иногда присутствуют непротяженные фрагменты отражений, не подлежащие корреляции.

Рифогенные объекты кембрия. Нижне-среднекембрийский комплекс отложений сопряжен с областью развития барьерно-рифовой системы. Данная барьерно-рифовая система (шириной до 50–80 км) протягивается в субширотном направлении через всю Сибирскую платформу. Общепринятого названия у нее нет: ее называют и Западно-Якутская барьерно-рифовая система, и Айхальский риф, и Анабаро-Синский риф. Барьерно-рифовая система разделяет два обширных бассейна осадконакопления: на севере – Юдомо-Оленекский, в котором в условиях некомпенсированного прогибания накапливались отложения глубоководных открытоморских фаций доманикоидного типа (куонамская, синская и иниканская свиты), и на юге – Туруханно-Иркутско-Олекминская карбонатная платформа, в которой происходило накопление фаций закрытого мелководного шельфа (солеродная лагуна). Барьерно-рифовая система формировалась достаточно продолжительное время с ботомского яруса раннего кембрия

до амгинского среднего кембрия и представлена органо-генными постройками, формировавшимися на поградирующей бровке шельфа [2]. Рифовые отложения представлены водорослевыми, оолитовыми, обломочными, иногда доломитизированными известняками с единичными находками археоциат. Эта система представляет собой одну из древнейших на Земле гигантских барьерно-рифовых систем. Наиболее близким к ней примером является Таримский бассейн в Китае, где в 2016 г. было открыто крупное нефтегазовое месторождение Шунбэй.

На временных разрезах границы барьерного рифа выделяются по отражениям, полученным от кровли и бортов седиментационной структуры, и форме налегания вышележащих отражающих горизонтов на тело самой постройки. В волновом поле наблюдается смена волновой картины от непрерывных параллельных отражающих границ (зарифово-лагунные) до прерывистых отражений и отсутствия отражений (рифовые фации), с переходом к наклонно залегающим границам глубоководного бассейна.

Пространственное сочетание обширного очага генерации УВ (куонамской свиты) и протяженной зоны их аккумуляции (барьерный риф) позволяет рассматривать барьерно-рифовую систему как наиболее приоритетный объект нефтепоисковых работ на севере Сибирской платформы.

В ходе исследования рифогенных объектов кембрия рассмотрена принципиальная модель формирования кембрийских отложений Сибирской платформы, соотношения основных фациальных комплексов, составлен схематический разрез нижней части Западно-Якутского барьерного рифового комплекса (р. Лена) и сейсмогеологическая модель строения рифогенного барьера на Танхайской площади. Выполнена оценка локализованных ресурсов УВ в удачининской свите.

Литература

1. Парасына В.С., Рыбальченко В.В., Гутина О.В., Худорожков В.Г., Прицан Н.В., Кононова Н.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Кошук Е.П., Кошук Н.П., Берсенева Н.Я., Горшков Д.А. Карбонатные комплексы рифея западной окраины Сибирского кратона (тектоника, стратиграфия, седиментационные условия формирования, резервуары, перспективы). М: изд-во ФГБУ «ВНИГНИ», 2023. 559 с.
2. Сухов С.С., Шабанов Ю.Я., Пегель Т.В. и др. Стратиграфия // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. Т. 1. 497 с.



РИФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕФРАНСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА НИКОЛАЕВСКО-ГОРОДИЩЕНСКОЙ ПРЕДБОРТОВОЙ СТУПЕНИ (ВОЛГОГРАДСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ) И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

О.И. Смирнова, Е.П. Медведева, М.В. Смирнов, Е.В. Мелихова

REEFOGENIC DEPOSITS OF THE UPPER FRASNIAN CARBONATE COMPLEX OF THE NIKOLAEVSKO-GORODISHCHENSKAYA PREBOARD RUNG (VOLGOGRAD AREA OF VOLGA REGION), OIL AND GAS POTENTIAL

O.I. Smirnova, E.P. Medvedeva, M.V. Smirnov, E.V. Melixova

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Волгоград, Россия

The Upper Frasnian carbonate complex of deposits within the Lower Volga oil and gas region is widespread, has significant capacity and is characterized by the development of organogenic structures of various types, which are of great interest for oil and gas exploration. For many years, the prospects of the «Left Bank reefs» were assessed by specialists very cautiously, however, the data obtained during drilling significantly increased the relevance of new geological exploration work in this area.

Верхнефранский карбонатный комплекс отложений в пределах Нижневолжской нефтегазоносной области имеет широкое распространение, значительные толщины и характеризуется развитием органогенных построек различного типа, представляющих большой нефтегазописковый интерес.

В рамках их выявления и изучения на территории Волгоградского Поволжья выполнен большой комплекс региональных и рекогносцировочных работ геолого-геофизических исследований, включающих сейсморазведку, электроразведку, гравиразведку, структурное, параметрическое и поисково-разведочное бурение. По результатам работ установлены основные черты геологического строения фундамента и осадочного чехла, определены границы основных геолого-структурных элементов. Поисково-разведочное бурение осуществлялось на основе комплексных геолого-геофизических исследований с привлечением данных структурного бурения, дистанционных и геохимических съемок, материалов сейсморазведки.

В процессе работ был получен значительный объем новых данных по нефтегазоносности верхнедевонских отложений, выявлены промышленные залежи нефти, приуроченные к структурным ловушкам. Эти открытия дали начало новому направлению нефтегазописковых работ, ориентированному на изучение средне-верхнефранского рифогенного комплекса и сделали его приоритетным на последующие десятилетия.

К настоящему времени в пределах изучаемой территории Нижневолжской НГО пробурено свыше двух тысяч глубоких скважин, более 80 % которых вскрыло различные горизонты карбонатного девона. По результатам бурения открыты десятки месторождений, связанных с отложениями средне-позднефранского возраста.

Геологический прогноз зон развития рифов и связанных с ними ловушек строится на установленных фактах приуроченности рифов к определенным тектоническим элементам, наличия структур облекания в перекрывающем комплексе отложений, большой роли палеогеоморфологических и палеоэкологических факторов в формировании органогенных построек. Выявленные особенности строения открытых средне-позднефранских рифов в Волгоградском Поволжье, тектоническая приуроченность, отражение в

структуре и толщинах перекрывающих отложений, закономерности в приуроченности к определенным формам палеорельефа и фациальной обстановке, позволили установить ряд поисковых признаков картирования девонских рифогенных структур, и определить виды и содержание геологических исследований при поисках рифов.

Широкое распространение таких объектов многие годы предполагалось на Николаевско-Городищенской предбортной ступени, где по материалам сейсморазведки на временах, соответствующих средне-верхнефранским отложениям, выделяются многочисленные объекты, предположительно, рифогенной природы. Осложнения в виде раздувов толщин, аномального рисунка сейсмозаписи, наличия структур облекания приурочены, как правило, к приподнятым краям блоков отчетливо выраженных на уровне воробьевских отложений (D_2^{vb}).

Однако большие глубины залегания выявленных объектов обуславливают повышенные риски, как с геолого-геохимической, так и с технологической точки зрения и многие годы перспективы «рифов Левобережья» оценивались специалистами весьма осторожно.

Но недавно пробуренная на этом участке специалистами ООО «РИТЭК» скважина вскрыла мощный карбонатный комплекс нерасчлененных (биостратиграфические исследования продолжаются) отложений воронежского, евлановского и ливенского горизонтов. Согласно материалам изучения керна комплекс представлен различными известняками (редко неравномерно доломитизированными, преимущественно слабо) преимущественно детритово-биоморфными. А во время гидродинамических исследований воронежско-ливенского объекта при фонтанировании этой поисково-разведочной скважины была получена проба нефти [1], что существенно повысило актуальность новых ГРП на территории левобережья Волгоградской области.

Литература

1. Ермоловский А.В., Садманова М.В., Польская Н.Н., Самойленко А.Ю., Каган К.Г., Поликарпов М.Ю., Кристя Е.Е., Султанова А.Т., Шепотко Е.В., Мунтяева Д.А., Киселева С.В. Новая зона нефтегазоаккумуляции в Левобережной части Волгоградской области // Экспозиция Нефть Газ. 2024. № 8. С. 60–66. DOI: 10.24412/2076-6785-2024-8-60-66

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ-РАННЕМ ДЕВОНЕ ПЕЧОРО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Н.В. Танинская, Н.Я. Васильев, М.А. Мясникова, В.Н. Зельцер, М.Н. Грислина, А.Н. Меркулова, И.С. Низяева

EVOLUTION OF CARBONATE PLATFORMS IN THE LATE ORDOVICIAN-EARLY DEVONIAN OF THE PECHORA-BARENTS SEA REGION

N.V. Taninskaya, N.Ya. Vasiliev, M.A. Myasnikova, V.N. Zeltser, M.N. Grislina, A.N. Merkulova, I.S. Nizyaeva

Санкт-Петербургский филиал ФГБУ «ВНИГНИ», Санкт-Петербург, Россия

In the Late Ordovician-Early Devonian within the Pechora-Barents Sea region, including the Timan-Pechora Province and the Barents Sea shelf, sedimentation occurred according to the model of carbonate platforms changing over time from the platform-ramp at the beginning of the Late Ordovician to the rimmed platform in the Late Ordovician-Early Devonian with carbonate and evaporite-carbonate sedimentation.

В ордовике-раннем девоне территория Печоро-Баренцевоморского региона, включающего Тимано-Печорскую провинцию и Баренцевоморский шельф, представляла собой единый мегабассейн осадконакопления, в развитии которого выделяются этапы, сменяющие друг друга во времени и разделенные эпохами региональных перерывов [1].

На основе построенных фациальных карт [2] и опубликованных материалов по Печоро-Баренцевоморскому региону [3, 4, 5, 6, 7] определены модели карбонатных платформ и прослежены этапы развития палеобассейна в позднем ордовике - раннем девоне. Во внутренней части мегабассейна в Тимано-Печорской провинции и на большей части Баренцевоморского шельфа преобладали обстановки мелководного морского шельфа с типовым набором фаций карбонатной платформы (супралитораль, литораль, верхняя сублитораль, нижняя сублитораль) [2]. Зона батимального бассейна располагалась на востоке Тимано-Печорской провинции в Лемвинской структурно-фациальной зоне Западного Урала [3], в Амдерминской фациальной зоне и далее протягивалась на восток вдоль восточного побережья Новой Земли на север, где в Северо-Новоземельском прогибе с ордовика до силура существовал глубоководный прогиб с флишвидным осадконакоплением [4].

В сандии Тимано-Печорская и Новоземельская карбонатные платформы представляли собой платформу-рампы, полого погружающуюся на восток в область глубоководной седиментации Уральского палеоокеана. Осадки накапливались в условиях гумидного климата в фациальных зонах: аллювиальной равнины с терригенным осадконакоплением, литорали и верхней сублиторали на территории Хорейверской впадины, Варандей-Адзвинской структурной зоны и Предуральского прогиба, а также на большей части архипелага Новая Земля. Редкие изолированные рифы формировались в Хорейверской впадине [2] и на Кожимском поднятии [6].

В среднекатийское время в условиях регрессии и резкого потепления климата карбонатная платформа — рампы трансформировалась в аридную карбонатно-эвапоритово-терригенную окаймленную платформу с краевым поднятием на границе шельфа и батимального бассейна. Здесь формируется барьерный рифовый комплекс, мощностью от 110 до 600 метров [5, 6]. Карбонатная окаймленная платформа формируется на территории Тимано-Печорского палео-

бассейна в среднем катии и сохраняется здесь до среднего девона. На платформе устанавливаются обстановки супралиторали (себхи), где накапливаются ангидрито-доломитовые илы. В Косью-Роговской впадине обособляется зарифовая лагуна, в которой отлагаются переслаивающиеся ангидрито-доломитовые илы и соли, мощностью 700–800 метров. Пологая рампа Новоземельского палеобассейна также трансформируется в платформу с четко выраженным перегибом — краевым поднятием, где формируются рифовые комплексы на Пай-Хое, Вайгаче, юге и севере Новой Земли, мощностью до 100 метров [4, 7]. Батимальный комплекс, представленный углито-глинисто-кремнистыми сланцами с граптолитами и радиоляриями, протягивается по восточному краю Тимано-Печорской платформы и далее на север вдоль восточного побережья архипелага Новая Земля. Здесь в Северонеземельском прогибе продолжает существовать глубоководная зона флишевого осадконакопления.

Позднекатийское-лландовийское время характеризуется трансгрессией морского бассейна на платформу. После крупного регионального перерыва в конце среднего катия обстановки мелководно-морского шельфа вновь устанавливаются почти на всей территории Тимано-Печорской платформы. Модель ее строения представлена семиаридной терригенно-эвапоритово-карбонатной окаймленной платформой. Себха сохраняется лишь в виде изолированных участков в северо-западных частях платформы (Колвинский мегавал, север Хорейверской впадины). В зоне верхней сублиторали встречены кораллово-строматопоровые биостромы, мощностью 10–30 метров [2]. В центральной части древнего Большеземельского свода обособляется островная суша. В это время на краю Тимано-Печорской и на юге Новоземельской платформы возобновляется рост рифовых комплексов [6, 7].

В строении венлокских отложений реализуется модель гумидной карбонатной окаймленной платформы (см. рисунок), которая развивается в исследуемом регионе с венлока по пржидолий. Шейнвудский век отвечает максимуму развития трансгрессии. Зона нижней сублиторали распространяется практически на всю территории платформы, за исключением её крайних западных частей. В районе древнего Большеземельского свода увеличивается островная суша, на обрамлении которой располагается зона

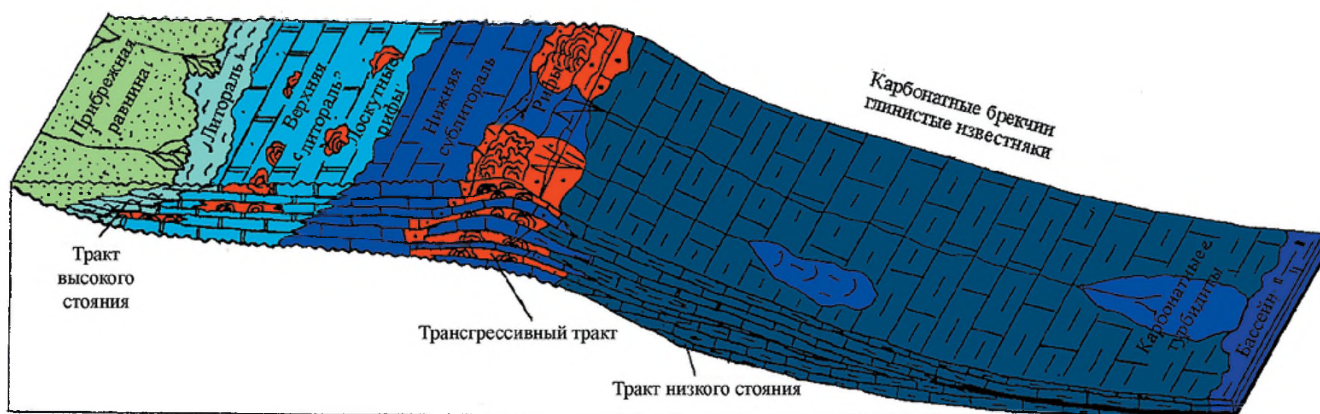


Рисунок. Седиментационная модель гумидной карбонатной окаймленной платформы (венлок)

верхней сублиторали с кораллово-строматопоровыми биостромами [2]. В Центрально-Новоземельской зоне в результате этой трансгрессии произошла смена терригенного осадконакопления на карбонатное [4].

Лудловская эпоха характеризуется активным рифообразованием на окраине платформы и моделью гумидной карбонатной окаймленной платформы. Мощность барьерных рифовых комплексов на Приполярном Урале достигает 700 метров [6]. На Вайгаче, Пай-Хое и на севере Новой Земли отмечаются рифовые тела, мощностью до 300–400 м [4, 7]. Во внутренней части платформы в результате обмеления широкое развитие получают фации верхней сублиторали и литорали с глинисто-карбонатной седиментацией.

В пржидольскую эпоху в условиях обширной трансгрессии формируется гумидная карбонатная окаймленная платформа, где устанавливаются обстановки нижней сублиторали на большей части Тимано-Печорской платформы и архипелага Новая Земля. В конце пржидольской эпохи Северо-Новоземельский прогиб трансформируется в платформенную структуру с пологим краем – карбонатную рампу с широким развитием обстановок нижней сублиторали [4].

Раннедевонский этап развития характеризуется осушением шельфа и превращением его в область денудации. В результате усиления регрессии морского бассейна происходит сокращение площади биогенно-карбонатной седиментации. В раннеохокское время модель строения отложений характеризуется гумидной карбонатно-терригенной окаймленной платформой. В обстановках верхней сублиторали на севере Хорейверской впадины формируются строматолитовые и кораллово-строматопоровые биостромы [2]. На архипелаге Новая Земля преобладают обстановки верхней и нижней сублиторали. В позднеохокское время модель седиментации соответствует аридной карбонатно-эвапоритово-терригенной окаймленной платформе. Возобновляется рост водорослево-строматопоровых рифов на Западном Урале, юге и западе Новой Земли, юго-востоке Вайгача, мощностью не более 200 метров [6, 7]. Во внутренней части платформы получают развитие зоны сублиторали и прибрежной себхи с карбонатно-эвапоритовым типом осадконакопления. Пражский век характеризуется значительным осушением шельфа и превращением его в область денудации и формированием аридной карбонатно-эвапоритово-терригенной окаймленной

платформы. На Западном Урале и на архипелаге Новая Земля формируется самая мощная линейная барьерная рифовая система. Рифовые массивы достигают мощности 1000 метров [6, 7]. Во внутренней части платформы в узкой полосе сохранившегося шельфа в зарифовой зоне накапливаются прибрежно-морские алевроито-глинисто-песчаные образования. В эмский век модель седиментации продолжает соответствовать карбонатно-эвапоритово-терригенной платформе. Мелководно-морской шельф почти полностью осушается и превращается в область денудации. Во внутренней части платформы, в узкой зоне прибрежного мелководья, накапливаются карбонатно-сульфатно-терригенные образования.

Таким образом, разработанные концептуальные модели карбонатных платформ Печоро-Баренцевоморского региона отражают генезис и эволюцию моделей седиментации от гумидной карбонатной рампы в начале позднего ордовика до аридной, семиаридной, гумидной окаймленной платформы в позднем ордовике – раннем девоне, которые контролировались колебаниями уровня моря, изменениями климата и расположением источников сноса.

Литература

1. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
2. Танинская Н.В. Карбонатные секвенции верхнего ордовика-нижнего девона Печоро-Баренцевоморского бассейна и прогноз коллекторов. СПб.: «Реноме», 2020. 212 с.
3. Пучков В.Н. Батиментальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.
4. Бондарев В.И. Особенности строения и развития Новоземельских и сопряженных с ними прогибов в палеозое // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики. Л., 1989. С. 6–13.
5. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 208 с.
6. Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
7. Патрунов Д.К. Рифовые комплексы как функция динамики изменения уровня моря // Секвенс-стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ (Тез. докл.) С.-Петербург, 1995. С. 96–97.



Авторский указатель		Author index	
Аннин В.К.	86	Annin V.K.	86
Антошкина А.И.	5, 63	Antoshkina A.I.	5, 63
Антропова Е. В.	7	Antropova E.V.	7
Аухатов Я.Г.	9, 101	Aukhatov Yan.G.	9, 101
Баранов Б.В.	71	Baranov B.V.	71
Башлыкова Е.Ю.	28	Bashlykova E.Yu.	28
Бестужева Н.А.	103	Bestuzheva N.A.	103
Богданов Б.П.	103	Bogdanov B.P.	103
Брылина А.В.	94	Brylina A.V.	94
Бугрова И.Ю.	59	Bugrova I.Y.	59
Васильев Н.Я.	126	Chandon E.	96
Васильева К.Ю.	65	Chanysheva L.N.	120
Ветошкина О. С.	10	Dara O.M.	71
Видик С.В.	109	Dobretsova I.G.	67
Вилесов А.П.	111	Dronov A.V.	25
Власов А.Е.	117	Dub S.A.	69
Гаврилов Ю.О.	12	Dubina E.O.	71
Галеев А.А.	73	Dubkova K.A.	59
Гатовский Ю.А.	14	Ershova V.B.	65
Глазырин Е.А.	17, 18	Farzieva A.N.	117
Глазырина Н.В.	18	Filichev A.V.	111
Горлов Д.А.	122	Filimonova T.V.	20
Горобец С.А.	103	Galeev A.A.	73
Горожанин В.М.	20	Gatovsky Yu.A.	14
Горожанина Е.Н.	20	Gavrilov Yu.O.	12
Гражданкин Д.В.	23, 27, 82	Glazyrin E.A.	17, 18
Гребенкина Н.Ю.	111	Glazyrina N.V.	18
Григоренко Т.И.	113	Gorlov D.A.	122
Грислина М.Н.	126	Gorobets S.A.	103
Гутина О.В.	122	Gorozhanin V. M.	20
Дара О.М.	71	Gorozhanina E. N.	20
Добрецова И.Г.	67	Grazhdankin D.V.	23, 27, 82
Дронов А.В.	25	Grebenkina N.Yu.	111
Дуб С.А.	69	Grigorenko T.I.	113
Дубинина Е.О.	71	Grislina M.N.	126
Дубкова К.А.	59	Gutina O.V.	122
Ершова В.Б.	65	Hong P.	96
Жемчугова В.А.	115, 117	Hongsresawat S.	96
Захаров В.А.	65	Isakova T.N.	20
Зельцер В.Н.	126	Ivanova R.M.	80
Зимишина Т.В.	113	Izokh O.P.	27
Иванова Р.М.	80	Kaewdam N.	96
Изох О.П.	27	Kalmykov G.A.	14
Исакова Т.Н.	20	Kazimirov E.T.	121
Казимиров Е.Т.	121	Khimchenko P.V.	109
Калмыков Г.А.	14	Kitaeva I.A.	30
Каэдам Н.	96	Klyuvitkin A.A.	71
Китаева И.А.	30	Kossovaya O.L.	28
Клювиткин А.А.	71	Kotochkova Yu.A.	14
Козина Н.В.	71	Kozina N.V.	71
Коссовая О.Л.	28	Kravchishina M.D.	71
Коточкова Ю.А.	14	Krupenin M.T.	69
Кравчишина М.Д.	71	Kulagina E.I.	20, 28
Крупенин М.Т.	69	Kushlina V.B.	25
Кулагина Е.И.	20, 28	Lebedko V.A.	117
Кушлина В.Б.	25	Lein A.Yu.	71
Лебедько В.А.	117	Leonova L.V.	63, 73
Леин А.Ю.	71	Loshkareva V.A.	30
Леонова Л.В.	63, 73	Lykov N.A.	30
Лошкарева В.А.	30	Lysenko V.I.	75, 77
Лыков Н.А.	30	Lyutikov A.V.	79
Лысенко В.И.	75, 77	Maidl T.V.	32
Лютиков А.В.	79	Makeev B.A.	88
Майдль Т.В.	32	Maksimenko V.O.	23
Макеев Б.А.	88	Malafeeva E.Y.	44
Максименко В.О.	23	Maslennikov M.A.	122
Малафеева Е.Ю.	44	Matveev V.P.	35
Масленников М.А.	122	Matveeva N.A.	80
Матвеев В.П.	35	Medvedev P.V.	79
Матвеева Н.А.	80	Medvedeva E.P.	125
Медведев П.В.	79	Melixova E.V.	125
Медведева Е.П.	125	Melnichuk O.Yu.	37
Мелихова Е.В.	125	Merkulova A.N.	126
Мельничук О.Ю.	37	Mikhailova K.Yu.	65
Меркулова А.Н.	126	Milovanova E.V.	122
Мизенс А.Г.	14	Mirnov R.V.	120
Милованова Е.В.	122	Miroshnikov A.Yu.	71
Мионов Р.В.	120	Mizens A.G.	14
Мирошников А.Ю.	71	Myasnikov M.A.	126
Михайлова К.Ю.	65	Nechaev M.S.	32
Мясникова М.А.	126	Nikolenko N.K.	39
Нечаев М.С.	32	Nizyaeva I.S.	126
Низяева И.С.	126	Nontharak P.	96
Николенко Н.К.	39	Nuriahmetov R.R.	121
Нонтарак П.	96	Osadchy I.V.	109
Нуриахметов Р.Р.	121	Pakhnevich A.V.	42
Осадчий И.В.	109	Parasya V.S.	122
Парасына В.С.	122	Petrenko E.L.	44
Пахневич А.В.	42	Pletnev S.P.	86
Петренко Е.Л.	44	Polivkin G.F.	82
Плетнев С.П.	86	Ponomarenko E.S.	47, 56
Поливкин Г.Ф.	82	Postnikova O.V.	30
Пономаренко Е.С.	47, 56	Prasong Ph.	96
Постникова О.В.	30	Pritsan N.V.	122
Прасонг Ф.	96	Pronin A.P.	49
Прицан Н.В.	122	Putthapiban P.	96
Пронин А.П.	49	Rakin V.I.	84
Путтхапибан П.	96	Remizov D.	96
Ракин В.И.	84	Remizova S.	96
Ремизов Д.Н.	96	Rogov M.A.	65
Ремизова С.Т.	96	Romanova A.V.	86
Рогов М.А.	65	Rostovtseva Yu.V.	51
Романова А.В.	86	Sagdeeva N.S.	20
Ростовцева Ю.В.	51	Salayapongse S.	96
Сагдеева Н.С.	20	Saldin V.A.	88
Салаяпонгс С.	96	Sandula A.N.	90
Салдин В.А.	88	Sapega V.F.	94
Сандула А.Н.	90	Sashida K.	96
Сапега В.Ф.	94	Semenov R.E.	20
Сашида К.	96	Senin S.V.	113
Семенов Р.Е.	20	Shadrin A.N.	90
Сенин С.В.	113	Shakhverdov V.A.	94
Сибгатулин В.Г.	122	Shebolkin D.N.	56
Симакова Ю.С.	63	Shmeleva L.A.	56
Смирнов М.В.	125	Shuisky A.S.	88
Смирнова О.И.	125	Shustikov K.A.	59
Соколова Л.В.	53, 56	Sibgatulin V.G.	122
Сорока Е.И.	73	Simakova Yu.S.	63
Струнов А.В.	122	Smirnov M.V.	125
Танинская Н.В.	126	Smirnova O.I.	125
Тарасенко А.Б.	35	Sokolova L.V.	53, 56
Тихонова К.А.	92	Soroka E.I.	73
Тракунвирают К.	96	Strunov A.V.	122
Утюпин Л.О.	86	Taninskaya N.V.	126
Ухлова Г.Д.	122	Tarassenko A.B.	35
Фарзиева А.Н.	117	Tikhonova K.A.	92
Филимонова Т.В.	20	Trakunweerayut K.	96
Филичев А.В.	111	Ukhlova G.D.	122
Химченко П.В.	109	Utyupin L.O.	86
Хонг П.	96	Vasileva K.Yu.	65
Хонгсресават С.	96	Vasiliev N.Ya.	126
Чандон Э.	96	Vetoshkina O. S.	10
Чанышева Л.Н.	120	Vidik S.V.	109
Чжан Ц.Ц.	96	Vilesov A.P.	111
Шадрин А.Н.	90	Vlasov A.E.	117
Шахвердов В.А.	94	Zakharov V.A.	65
Шеболкин Д.Н.	56	Zeltser V.N.	126
Шмелёва Л.А.	56	Zhemchugova V.A.	115, 117
Шуйский А.С.	88	Zhang J.J.	96
Шустиков К.А.	59	Zimishina T.V.	113

СОДЕРЖАНИЕ (CONTENT)

Секция «ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ ПЛАТФОРМ И ОРГАНОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ»

А.И. Антошкина. Гео-биосферные процессы в эволюции палеозойского рифообразования (на примере Тимано-Североуральского региона)	5
A.I. Antoshkina. Geo-biosphere processes in the evolution of Palaeozoic reef formation (on the example of the Timan-northern Ural region)	5
Е. В. Антропова. Строматопороидеи в венлокских органогенных постройках на поднятии Чернова	7
E.V. Antropova. Stromatoporoids in the Venlock organogenic buildups at the Chernov Swell	7
Я.Г. Аухатов. Элементарная сера в рифах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции	9
Yan G. Aukhatov. Elemental sulfur in the reefs of the Volga-Ural oil and gas Province	9
О.С. Ветошкина. Изотопный состав углерода и кислорода нижнепермских известняков разреза «Писаный Камень»	10
O.S. Vetoshkina. Isotopic composition of carbon and oxygen of the Lower Permian limestones of the Pisany Kamen section	10
Ю.О. Гаврилов. Архитектура и литологическая характеристика верхнеюрского рифогенного массива горы Шалбуздаг (южный Дагестан)	12
Yu.O. Gavrilov. Architecture and lithological characteristics of the Upper Jurassic reef massif of the mount Shalbuzdag (southern Dagestan)	12
Ю.А. Гатовский, Г.А. Калмыков, Ю.А. Коточкова, А.Г. Мизенс. Франские рецептакулитовые органогенные постройки западного склона Среднего Урала	14
Yu.A. Gatovsky, G.A. Kalmykov, Yu.A. Kotochkova, A.G. Mizens. Frasnian receptaculitid mounds of the western slope of the Middle Urals	14
Е.А. Глазырин. Кольцевые ракушняковые образования подводных грязевых вулканов шельфа	17
E.A. Glazyrin. Ring shell formations of underwater mud volcanoes of the shelf	17
Н.В. Глазырина, Е.А. Глазырин. Фации известняков келловей-эоценовой карбонатной платформы южной зоны Западного Кавказа	18
N.V. Glazyrina, E.A. Glazyrin. Limestone facies of the Callovian-Eocene carbonate platform of the southern zone of the Western Caucasus	18
Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин, Т.Н. Исакова, Т.В. Филимонова, Н.С. Сагдеева, Е.И. Кулагина, Р.Е. Семенов. Новые данные о строении нижнепермских рифовых массивов Южного Приуралья	20
E. N. Gorozhanina, V. M. Gorozhanin, T.N. Isakova, T.V. Filimonova, N.S. Sagdeeva, E.I. Kulagina, R.E. Semenov. New data on the Lower Permian reef massifs of the Southern Preurals	20
Д.В. Гражданкин, В.О. Максименко. Формирование рифовых построек в венде вследствие увеличения щёлочности Мирового океана (на примере жуинской серии верхнего венда Уринского поднятия Патомского нагорья Сибирской платформы)	23
D.V. Grazhdankin, V.O. Maksimenko. Vendian reef buildup formation triggered by an increase in alkalinity of the World Ocean: the case of the Upper Vendian Zhuya Group, Ura Uplift, Patom Highlands, Siberian Platform	23
А.В. Дронов, В.Б. Кушлина. Ранне-среднеордовикские холодноводные органогенные постройки типа Геккерových горбов Русской и Южно-Китайской платформ, их возникновение и гибель	25
A.V. Dronov, V.B. Kushlina. Early-Middle Ordovician cold-water organogenic structures such as the Haecker humps of the Russian and South China platforms, their origin and demise	25
О.П. Изох, Д.В. Гражданкин. Вариации седиментологических, изотопных и геохимических характеристик в разрезах нижнего девона как отражение глобальных геодинамических перестроек	27

O.P. Izokh, D.V. Grazhdankin. Sedimentological, isotope and geochemical characteristics in Lower Devonian sections as a manifestation of global geodynamic restructuring	27
О.Л. Коссовая, Е. Ю. Башлыкова, Е.И. Кулагина. Коралловые биофаии нижнепермских рифовых массивов Геопарка Торатау (Башкортостан)	28
O.L. Kossovaya, E.Yu. Bashlykova, E.I. Kulagina. Coral biofacies of the Lower Permian reef massifs of the Toratau Geopark (Bashkortostan)	28
Н.А. Лыков, И.А. Китаева, О.В. Постникова, В.А. Лошкарева. Эволюция биоценозов нижнепалеозойских органогенных построек в пределах «Сахайской органогенной полосы» (Восточная Сибирь)	30
N.A. Lykov, I.A. Kitaeva, O.V. Postnikova, V.A. Loshkareva. The biocenoses evolution in lower Paleozoic organogenic buildups of «Sakhai organogenic strip» (Eastern Siberia)	30
Т.В. Майдль, М.С. Нечаев. Проявление палеокарста и сульфидной минерализации в карбонатных отложениях нижнего девона на ручье Дэршор (гряда Чернышева)	32
T.V. Maidl, M.S. Nechaev. Paleokarst and sulfide mineralization in Lower Devonian carbonate deposits on Darshore Creek (Chernyshev Ridge)	32
В.П. Матвеев, А.Б. Тарасенко. История изучения и геологическое строение каменноугольного рифового массива острова Берха (архипелаг Новая Земля)	35
V.P. Matveev, A.B. Tarasenko. History of studying and geological structure of the Berkha island Early-Middle Carboniferous reef massif (Novaya Zemlya)	35
О.Ю. Мельничук. Современные карбонатные фабрики и климат: сопоставление ареалов	37
O.Yu. Melnichuk. Modern carbonate factories and climate zones: area comparison	37
Н.К. Николенко. Коралловые органогенные постройки в стратотипической местности исетской свиты (р. Исеть, Восточный склон Среднего Урала)	39
N.K. Nikolenko. Coral organogenic build-up in the stratotypic area of the Isletskaaya formation (Iset River, Eastern slope of the Middle Urals)	39
А.В. Пахневич. Роль брахиопод в формировании ископаемых и современных рифов и органогенных построек	42
A.V. Pakhnevich. The role of brachiopods in the formation of fossil and modern reefs and organogenic buildups	42
Е.Л. Петренко, Е.Ю. Малафеева. Формирование бокситоподобных пород в органогенных постройках верхнего девона Хорейверской впадины Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции	44
E.L. Petrenko, E.Y. Malafeeva. Formation the bauxite-like rocks in the Upper Devonian organogenic buildups in the Khoreyver depression of the Timan-Pechora petroleum province	44
Е.С. Пономаренко. Вопросы классификации карбонатных фабрик	47
E.S. Ponomarenko. Classification of carbonate factories	47
А.П. Пронин. Серпуховские известковые водоросли карбонатных платформ юго-востока Прикаспийской впадины	49
A.P. Pronin. Serpukhovian (Carboniferous) calcareous algae from Carbonate Platforms the South-eastern part of Precaspian Basin	49
Ю.В. Ростовцева. Миоценовые органогенные постройки Средиземноморья и Восточного Паратетиса: общий обзор	51
Yu.V. Rostovtseva. Miocene organogenic buildups of the Mediterranean area and the Eastern Paratethys: a review	51
Л. В. Соколова. Первые находки рода Dvorakia Klapper et Barrick, 1983 в верхнесилурийском рифовом комплексе р. Вишеры (Пермский край, Красновишерский район)	53
L. V. Sokolova. The first report of the genus Dvorakia Klapper et Barrick, 1983 from the Upper Silurian reef complex of the river Vishera (Perm Krai, Krasnovishersky district)	53
Л. В. Соколова, Е. С. Пономаренко, Д. Н. Шеболкин, Л. А. Шмелёва. Предварительные данные о конодонтах и литологии верхнесилурийской карстовой толщи р. Вишеры (Пермский край, Красновишерский район)	56

L. V. Sokolova, E. S. Ponomarenko, D. N. Shebolkin, L. A. Shmeleva. Preliminary date about conodonts and lithology of the Upper Silurian Karst Formation of the Vishera River (Perm Krai, Krasnovishersk district)	56
К.А. Шустиков, И.Ю. Бугрова, К.А. Дубкова. Коралловые патч-риффы средне- и верхнеюрской судакской свиты Юго-Восточного Крыма	59
K.A. Shustikov, I.Y. Bugrova, K.A. Dubkova. Coral patch reefs from the Soudak Formation (Middle-Upper Jurassic, South-Eastern Crimea)	59
Секция «БАКТЕРИАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ»	
А.И. Антошкина, Л.В. Леонова, Ю.С. Симакова. Бактериально индуцированная кальцитовая и доломитовая минерализация (на примере карбонатных корок, ооидов и микросферолитов)	63
A.I. Antoshkina, L.V. Leonova, Yu.S. Simakova. Bacterial-induced calcite and dolomite mineralization (carbonate crusts, ooids and microspherulites as examples)	63
К.Ю. Васильева, М.А. Рогов, В.Б. Ершова, К.Ю. Михайлова, В.А. Захаров. Аутигенные карбонатные минералы как индикаторы климатических обстановок (на примере пограничных разрезов юры-мела арх. Шпицберген)	65
K.Yu. Vasileva, M.A. Rogov, V.B. Ershova, K.Yu. Mikhailova, V.A. Zakharov. Authigenic carbonate minerals as a proxy of climatic changes (J/K deposits of the Arch. Spitsbergen)	65
И. Г. Добрецова. Литификация рыхлых биогенных карбонатных осадков на Среднем Атлантическом хребте в результате процессов дегазации	67
I.G. Dobretsova. Litification of incoherent biogenic carbonate sediments on the Middle Atlantic Ridge as a result of degassing processes	67
С.А. Дуб, М.Т. Крупенин. Строматолиты катавской свиты верхнего рифея Южного Урала: на пороге нового этапа исследований	69
S.A. Dub, M.T. Krupenin. Stromatolites of the Katavskaya formation of the Upper Riphean of the Southern Urals: on the threshold of a new stage of research	69
М.Д. Кравчишина, А.Ю. Леин, О.М. Дара, Н.В. Козина, А.А. Ключиткин, Б.В. Баранов, А.Ю. Мирошников, Е.О. Дубинина. Метанпроизводные аутигенные карбонаты в арктических морях Северной Евразии	71
M.D. Kravchishina, A.Yu. Lein, O.M. Dara, N.V. Kozina, A.A. Klyuvitkin, B.V. Baranov, A.Yu. Miroshnikov, E.O. Dubinina. Methane-derived autigenic carbonates in the Arctic seas of Northern Eurasia	71
Л.В. Леонова, Е.И. Сорока, А.А. Галеев. Микробиальные обрастания фоссилий бентосных организмов и методы изучения	73
L.V. Leonova, E.I. Soroka, A.A. Galeev. Microbial fouling of benthic organism fossils and methods of study	73
В.И. Лысенко. Особенности состава флюидов холодных сипов и строения бактериальных пляжных построек в бухте Ласпи (Южный берег Крыма)	75
V.I. Lysenko. Features of the composition of cold seep fluids and the structure of bacterial beach buildups in Laspi Bay (South Coast of Crimea)	75
В.И. Лысенко. Особенности формирования разнообразных по минеральному составу и морфологии гидротермально-бактериальных построек на поверхности эффузивных пород Тессельского палеовулкана (Южный берег Крыма)	77
V.I. Lysenko. Features of the formation of hydrothermal-bacterial structures of various mineral composition and morphology on the surface of effusive rocks of the Tessel paleovolcano (South Coast of Crimea)	77
А.В. Лютиков, П.В. Медведев. Новая находка палеопротерозойских строматолитов из ятулия Карелии	79
A. V. Lyutikov, P. V. Medvedev. A new finding of Paleoproterozoic stromatolites from Jatulian of Karelia	79
Н.А. Матвеева, Р.М. Иванова. Ассельские цианобактерии и известковые водоросли в разрезе «Писаный Камень» (р. Унья, Северный Урал)	80
N.A. Matveeva, R.M. Ivanova. Asselian cyanobacteria and algae in the section «Pisany Kamen» (Un'ya River, Northern Urals)	80

Г.Ф. Поливкин, Д.В. Гражданкин. Морфологические и палеоэкологические особенности строматолитовых рифовых построек уксой свиты верхнего рифея Южного Урала	82
G.F. Polivkin, D.V. Grazhdankin. Morphology and palaeoecology of stromatolite reefs in the Upper Riphean Uk Formation of South Urals	82
В.И. Ракин. Биогенные модели образования пирита в донных осадках	84
V.I. Rakin. Biogenic models of pyrite formation in bottom sediments	84
А.В. Романова, Л.О. Утюпин, С.П. Плетнев, В.К. Аннин. Вторичная карбонатная минерализация фораминифер: геохимические особенности в контексте голоценовых метановых эмиссий	86
A.V. Romanova, L.O. Utyupin, S.P. Pletnev, V.K. Annin. Secondary carbonate mineralization of foraminifera: geochemical features in the context of Holocene methane emissions	86
В.А. Салдин, Б.А. Макеев, А.С. Шуйский. Гётитовые фрамбоиды в верхнесилурийских отложениях (р.Шугор, Приполярный Урал)	88
V.A. Saldin, B.A. Makeev, A.S. Shuisky. Goethite framboids in the Upper Silurian sediments (Shchugor River, Circumpolar Urals)	88
А.Н. Сандула, А.Н. Шадрин. Микробиолиты в разрезе «Уньинская пещера» (нижний карбон, р. Унья, Северный Урал)	90
A.N. Sandula, A.N. Shadrin. Microbioliths in the «Un'inskaya peschera (Unya Cave)» section (Lower Carboniferous, Unya River, Northern Urals)	90
К.А. Тихонова. Влияние постседиментационных процессов на изотопно-геохимический состав древних микробиальных отложений Сибирской платформы	92
K.A. Tikhonova. The influence of postsedimentation processes on the isotope-geochemical composition of ancient microbial deposits of the Siberian platform	92
В.А. Шахвердов, В.Ф. Сапега, А.В. Брылина. Первая находка элементной серы в поверхностных осадках гидратсодержащей структуры Р-2 (Песчанка, озеро Байкал)	94
V.A. Shakhverdov, V.F. Sapega, A.V. Brylina. The first finding of elemental sulfur in near-surface sediments of hydrate-bearing structure P-2 (Peschanka, Lake Baikal)	94
Prinya Putthapiban, Svetlana Remizova, Dmitrii Remizov, Zhang Jin Jiang, Katsuo Sashida, Phongphat Prasong, Panus Hong, Kantanat Trakunweerayut, Sutatcha Hongsresawat, Narongsak Kaewdam, Pramote Nontharak, Ekkachak Chandonl and Sirot Salayapongse. The Ordovician Pseudo-Stromatolite Structures at the Nautiloid Geo-site, Ban Tha Kradan, Sri Sawat District, Kanchanaburi, Western Thailand	96
П. Путтхапибан, С. Ремизова, Д. Ремизов, Ц.Ц. Чжан, К. Сашида, Ф. Прасонг, П. Хонг, К. Тракунвирают, С. Хонгсресават, Н. Каэдм, П. Нонтарак, Э. Чандон, С. Салайпонгс. Ордовикские псевдостроматолитовые текстуры в обнажениях геологического памятника «Наутилоиды», Бан Тха Крадан, Шри Сават округ, Канчанабури, Западный Таиланд	96
Секция «НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ»	
Я.Г. Аухатов. Надвиговые движения в областях опускания некомпенсированного типа и нефтеносность рифов .	101
Ya.G.Aukhatov. Thrust movements in areas of uncompensated subsidence and reef oil content	101
Б.П. Богданов, Н.А. Бестужева, С.А. Горобец. «Ненужные рифы» Восточно-Европейской платформы	103
B.P. Bogdanov, N.A. Bestuzheva, S.A. Gorobets. «Unnecessary reefs» of the East European platform	103
С.В. Видик, П.В. Химченко, И.В. Осадчий. Нефтегазоносные комплексы, вмещающие рифовые фации в продуктивном разрезе Волго-Уральской НГП	109
S.V. Vidik, P.V. Khimchenko, I.V. Osadchy. Oil and gas complexes containing reef facies in the productive section of the Volga-Ural province	109
А.П. Вилесов, Н.Ю. Гребенкина, А.В. Филичев. Эйфельский и позднеживетский этапы карбонатонакопления на юго-востоке Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: сравнительный анализ карбонатных платформ и органогенных построек	111

A.P. Vilesov, N.Yu. Grebenkina, A.V. Filichev. Eiffel and Pozdnezhivetsky stages of carbonate accumulation in the southeast of the Volga-Ural oil and gas province: comparative analysis of carbonate platforms and organogenic structures	111
Т.И. Григоренко, С.В. Сенин, Т.В. Зимишина. Верхнедевонские карбонатные постройки северной части Колвинского мегавала	113
T.I. Grigorenko, S.V. Senin, T.V. Zimishina. Upper Devonian carbonate buildups of the northern part of the Kolvinsky megaswell	113
В.А. Жемчугова. Эволюция карбонатных платформ палеозоя Прикаспийской синеклизы	115
V.A. Zhemchugova. The Palaeozoic carbonate platform evolution of the Precaspian depression	115
В.А. Жемчугова, В.А. Лебедько, А.Е. Власов, А.Н. Фарзиева. Седиментационный контроль распространения коллекторов верхней части атдабанского яруса (нижний кембрий) на северо-востоке Непско-Ботубинской антеклизы	117
V.A. Zhemchugova, V.A. Lebedko, A.E. Vlasov, A.N. Farzieva. Sedimentation control of the distribution of reservoirs of the upper part of the Atdaban section (Lower Cambrian) in the northeast of the Nepsko-Botuobin arch	117
Р.В. Мирнов, Л.Н. Чанышева. Разнообразие поисковых объектов, связанных с верхнедевонскими органогенными постройками Волго-Уральской НГП	120
R.V. Mirnov, L.N. Chanyшева. A variety of search objects related to the Upper Devonian organogenic structures of the Volga-Ural NGP	120
Р.Р. Нуриахметов, Е.Т. Казимиров. Анализ распределения пустотного пространства в неоднородных породах-коллекторах фаменских микробных органогенных построек Тимано-Печорской нефтегазосной провинции	121
R.R. Nuriahmetov, E.T. Kazimirov. Analysis of pore space distribution in heterogeneous reservoir rocks of microbial Famennian organogenic buildups of the Timan-Pechora oil and gas province	121
В.С. Парасына, Г.Д. Ухлова, М.А. Масленников, Е.В. Милованова, О.В. Гутина, А.В. Струнов, В.Г. Сибгатулин, Н.В. Прицан, Д.А. Горлов. Резервуары нефти и газа в карбонатных породах рифея и кембрия	122
V.S. Parasyana, G.D. Ukhlova, M.A. Maslennikov, E.V. Milovanova, O.V. Gutina, A.V. Strunov, V.G. Sibgatulin, N.V. Pritsan, D.A. Gorlov. Oil and gas reservoirs in carbonate rocks of the Riphean and Cambrian	122
О.И. Смирнова, Е.П. Медведева, М.В. Смирнов, Е.В. Мелихова. Рифогенные отложения верхнефранского карбонатного комплекса Николаевско-Городищенской предбортовой ступени (Волгоградское Поволжье) и перспективы нефтегазосности	125
O.I. Smirnova, E.P. Medvedeva, M.V. Smirnov, E.V. Melixova. Reefogenic deposits of the Upper Frasnian carbonate complex of the Nikolaevsko-Gorodishchenskaya preboard rung (Volgograd area of Volga Region), oil and gas potential	125
Н.В. Танинская, Н.Я. Васильев, М.А. Мясникова, В.Н. Зельцер, М.Н. Грислина, А.Н. Меркулова, И.С. Низяева. Эволюция карбонатных платформ в позднем ордовике-раннем девоне Печоро-Баренцевоморского региона	126
N.V. Taninskaya, N.Ya. Vasiliev, M.A. Myasnikova, V.N. Zeltser, M.N. Grislina, A.N. Merkulova, I.S. Nizyaeva. Evolution of carbonate platforms in the Late Ordovician-Early Devonian of the Pechora-Barents Sea region	126
Авторский указатель / Author index	128



Научное издание
ГЕОЛОГИЯ РИФОВ – 2025
Материалы Всероссийского литологического совещания
с международным участием

Компьютерная верстка, художественное оформление сборника и обложки
А. Н. Сандулы

На обложке: Микробиалиты в нижнекаменноугольных известняках (обн. 54, р. Илыч, Северный Урал). Фото А.Н. Сандулы, 2022 г.

Компьютерный набор. Подписано в печать 16.06.2025
Формат 60х90 $\frac{1}{16}$. Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 300

Усл.п.л 16,8

Заказ 1248

Издательско-информационный отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.
E-mail: geoprint@geo.komisc.ru