



Vestnik of Geosciences **Вестник геонаук**

Ноябрь
November
2021,
№ 11 (323)

Главный редактор

А. М. Асхабов

Chief Editor

A. M. Askhabov

Редакционный совет

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия
О. Б. Котова, Сыктывкар, Россия
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия

Editorial Board

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhsy, Saint Petersburg, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia
Olga B. Kotova, Syktyvkar, Russia
Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia

Редакционная коллегия

А. И. Антошкина, Т. М. Безносова (ответственный секретарь), И. Н. Бурцев, Д. А. Бушнев, И. В. Козырева, О. Б. Котова (заместитель главного редактора), С. К. Кузнецов, Т. П. Майорова, А. М. Пыстин, О. В. Удоратина

Editorial team

A. I. Antoshkina, T. M. Beznosova (Executive Secretary), I. N. Burtsev, D. A. Bushnev, I. V. Kozyreva, O. B. Kotova (Deputy Chief Editor), S. K. Kuznetsov, T. P. Mayorova, A. M. Pystin, O. V. Udoratina

Технический редактор

Г. Н. Каблис

Technical Editor

G. N. Kablis

Заведующий редакцией

Т. А. Некучаева

Managing Editor

T. A. Nekuchaeva

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.

Предыдущее название:

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Пятилетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2020) – 0,532



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.

Former title:

Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Five-year RSCI
impact factor (2020) – 0.532

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Content

Научные статьи	Scientific articles
Минералого-геохимическая специфика углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы (Пай-Хой) <i>Н. С. Ковальчук, Б. А. Макеев, С. А. Светов</i>3	Mineralogical and geochemical specificity of carbonaceous rocks from the area of Ust'-Kara astrobleme (Pay-Khoy) <i>N. S. Kovalchuk, B. A. Makeev, S. A. Svetov</i>3
Дискретность земной коры, энергоёмкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России <i>Ю. Г. Кутинов, Т. Я. Беленович, З. Б. Чистова</i> 16	Discreteness of the Earth's crust, energy consumption of blocks and seismicity of the European North of Russia <i>Y. G. Kutinov, T. Ya. Belenovitch, Z. B. Chistova</i> 16
Тематический литологический семинар	Thematic lithological seminar
Изотопные характеристики карбонатных пород и их связь с условиями осадконакопления: проблемы и возможности (<i>вступительное слово</i>)25	Isotopic characteristics of carbonate rocks and their relationship with sedimentation conditions: problems and opportunities (<i>introduction</i>)25
Генетически разные органогенные постройки в изотопных величинах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (<i>обзорная статья</i>) <i>А. И. Антошкина, Л. А. Шмелева, Л. В. Леонова, И. Г. Добрецова, И. В. Смолева</i>27	Genetically different organogenic buildups in isotope values $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (<i>review article</i>) <i>A. I. Антошкина, L. A. Shmeleva, L. V. Leonova, I. G. Dobretzova, I. V. Smoleva</i>27
Литологические и изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) особенности верхнесилурийских отложений зарифовой лагуны бассейна р. Илыч (Северный Урал) <i>Е. С. Пономаренко</i>43	Lithological and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) features of the Upper Silurian back-reef lagoon deposits of the Ilych River Basin, the Northern Urals <i>E. S. Ponomarenko</i>43
Индикаторные признаки карбонатных микробиолитов черносланцевых формаций: изотопный состав и биомаркеры <i>М. А. Тугарова</i>55	Indicator signs of carbonate microbialites in black shale formations: isotopic composition and biomarkers <i>M. A. Tugarova</i>55
Всероссийское литологическое совещание «Геология рифов — 2020» Практический семинар «Разнообразие генетических типов пород органогенных сооружений»62	All-Russian Lithological Meeting «Reef Geology — 2020» Workshop «Variety of genetic types of rocks of organogenic structures»62
Хроника, события, факты. История науки	Chronicle, events, facts. History of Science
Юшкинские чтения — 202264	Yushkin Readings — 202264

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 552.08:553.08:550.42

DOI: 10.19110/geov.2021.11.1

Минералого-геохимическая специфика углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы (Пай-Хой)

Н. С. Ковальчук¹, Б. А. Макеев¹, С. А. Светов²¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, kovalchuk@geo.komisc.ru² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Изучены верхнепалеозойские (P_{1pt-ng}) углеродистые сланцы и алевролиты окружения Усть-Карской астроблемы (Пай-Хой). Проведен анализ минералогических и геохимических особенностей углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы с применением комплекса современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки. Определены геохимические особенности углеродистых отложений, претерпевших постимпактные гидротермальные изменения, в районе Усть-Карской импактной структуры. Выявлены повышенные содержания Ti, Mn, Cr, Zr, Ni, Li, Co, Sc и PЗЭ. Диагностированы собственные редкометалльные и редкоземельные минералы (монацит, флоренсит), сульфиды (пирит, халькопирит, марказит, сфалерит), апатит, барит, анатаз, хромшпинелиды.

Ключевые слова: углеродистые породы, металлоносность, гидротермальные процессы, постимпактные преобразования, рудоносный потенциал.

Mineralogical and geochemical specificity of carbonaceous rocks from the area of Ust'-Kara astrobleme (Pay-Khoy)

N. S. Kovalchuk¹, B. A. Makeev¹, S. A. Svetov²¹Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar, Russia² Institute of geology KarSC RAS, Petrozavodsk, Russia

We studied Upper Paleozoic (P_{1pt-ng}) carbonaceous shales and siltstones from the area of the Ust'-Kara astrobleme (Pay-Khoy). We analyzed mineralogical and geochemical features of carbonaceous rocks of the target in the vicinity of the Ust'-Kara astrobleme event using a complex of modern methods to identify possible mobilization, redeposition and concentration of ore substance under intensive post-impact hydrothermal activity. Geochemical features of carbon deposits, altered by post-impact hydrothermal processes in the vicinity of the Ust'-Kara impact structure, have been determined. We found anomalous contents of Ti, Mn, Cr, Zr, Ni, Li, Co, Sc and REE. Inherent rare metal and rare earth minerals (monazite, florensite), sulfides (pyrite, chalcopirite, marcasite, sphalerite), apatite, barite, anatase, chrome spinels were diagnosed.

Keywords: carbonaceous rocks, metal content, hydrothermal processes, post-impact transformations, ore potential.

Введение

К настоящему времени на Земле достоверно установлены более 200 импактных структур, в том числе 20 на территории России. Их геологическое строение и происходящие при кратерообразовании специфические процессы изменения вещества — ударный метаморфизм, плавление, дробление, переотложение, фазовые преобразования и т. д. — сравнительно детально изучены [2, 3, 7, 22], однако гидротермальная деятельность исследована лишь в общем виде [9, 26]. Между тем проявления гидротермальной деятельности известны в большинстве импактных структур на Земле [17, 25, 26], а в ряде астроблем с ней связаны рудопроявления, в том числе и уникальные месторождения,

такие, например, как золотоурановое месторождение Витватерсранд в Южной Африке или медно-никелевое месторождение Садбери в Канаде.

Любое событие, связанное с падением космических тел на земную поверхность, где присутствует жидкая и/или твердая фаза H_2O , создает термальную аномалию и вызывает формирование систем конвекционного водообмена, тем самым иницируя гидротермальные процессы [9]. Источником растворов при этих процессах являлись поверхностные и подземные воды, а также флюиды, высвобожденные из минералов под воздействием ударных нагрузок, а источником растворенных минералов компонентов — ударно-метаморфизованные породы мишени и продукты импактного плавления.

Для цитирования: Ковальчук Н. С., Макеев Б. А., Светов С. А. Минералого-геохимическая специфика углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы (Пай-Хой) // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 3–15. DOI: 10.19110/geov.2021.11.1.

For citation: Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Svetov S. A. Mineralogical and geochemical specificity of carbonaceous rocks from the area of Ust'-Kara astrobleme (Pay-Khoy). Vestnik of Geosciences, 2021, 11(323), pp. 3–15, doi: 10.19110/geov.2021.11.1.

Особенностью Усть-Карской астроблемы является специфический состав пород мишени, представленный углеродсодержащими сланцами и алевролитами, первично обогащенными полезными компонентами [15]. Данное обстоятельство теоретически может быть основанием для формирования объектов с высокими концентрациями рудных компонентов как в результате формирования самих импактитов, так и при последующих преобразованиях в существенном объеме закратерного пространства [29]. В условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки могли происходить мобилизация, перетотложение и концентрирование рудного вещества в палеозойских углеродистых толщах окружения Усть-Карской астроблемы.

Объект и методы исследования

Объектом исследований являются верхнепалеозойские углеродистые породы нерасчлененных пэтаркинской свиты и нгбетаяхинской толщи (P_{1pt-ng}) окружения Усть-Карской астроблемы, которая образовалась около 70 млн лет назад [7].

В результате экспедиционных работ 2019 г. подробно описаны и опробованы коренные выходы углеродистых пород вверх по разрезу — от приконтактной зоны с импактитами в незатронутые постимпактными преобразованиями толщи в долинах рек Лабияха, Б. Хондейяха, Пэкоцяяха и вдоль побережья Байдарацкой губы.

Проведен анализ петрологических, минералогических и геохимических особенностей углеродистых сланцев и алевролитов мишени в районе Усть-Карского импактного события с применением комплекса современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, перетотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки.

Структурно-текстурные особенности пород изучались в петрографических шлифах с помощью поляризационного микроскопа POLAM R-312 (LOMO).

Содержание микроэлементов в углеродистых породах определено методом ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) на спектрометре ICP-MS X Series 2+UP-266 mastro (ЦКП, ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, аналитик А. С. Парамонов, по методике [11]). Разложение образцов растертой породы проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Для анализа использовались навески образцов массой 0.1 г.

Последующие аналитические исследования проведены в ЦКП «Геонаука», ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Содержание основных оксидов в породе определено силикатным анализом на 14 компонентов по стандартным методикам (аналитик О. В. Кокшарова). Состав минералов определялся на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments X-Max (аналитик Е. М. Тропников) в аншлифах с углеродным напылением, подготовленных стандартным способом. Изображения получены в режиме обратнорассеянных электронов (BSE) при ускоряющем напряжении 20 кВ. Использованная модификация оборудования не определяет содержания СО- и ОН-групп.

Фазовая диагностика углеродного вещества в углеродистых сланцах и алевролитах (в петрографических шлифах без покровного стекла) проводилась с использованием спектроскопии комбинационного рассеяния света на рамановском микроспектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon). Условия регистрации спектров: He-Ne-лазер ($\lambda = 632.8$ nm, мощность = 1 mW); объектив X50, конфокальное отверстие — 300 мкм, щель — 100 мкм, решетка спектрометра — 600 ш/мм, время экспозиции — 1–10 сек, количество циклов накопления сигнала в участке спектра — 10, диапазон регистрации спектров — 100–4000 cm^{-1} . Регистрация спектров производилась при комнатной температуре (аналитик С. И. Исаенко).

Термический анализ углеродистых пород проводился на дериватографе Shimadzu DTG-60H. Нагревание растертого образца породы до 1000 °C происходило при атмосферном давлении в платиновых тиглях, скорость нагрева 10 °C/сек, погрешность измерения массы ± 1 % (аналитик Е. М. Тропников).

Определение изотопного состава углерода в породах производилось в режиме непрерывного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе, включающем элементный анализатор Flash EA 1112, соединенный через газовый коммутатор Conflo IV с масс-спектрометром Delta V Advantage (Thermo Fisher Scientific; аналитик И. В. Смолева). В процессе работы были использованы международный стандарт USGS-40 (L-Glutamic acid) и лабораторный стандарт Acetanilide ($\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны относительно стандарта PDB, ошибка измерения σ составляет ± 0.15 ‰.

Содержание органического углерода в породе определялось на экспресс-анализаторе АН-7529 после получения нерастворимого в концентрированной соляной кислоте остатка породы (НОП). В качестве стандарта использовались глюкоза и малоуглеродистая сталь. Данные по $\text{C}_{\text{орг}}$, полученные при анализе, пересчитывались на исходную породу. Стандартное отклонение в результате 4-кратного сжигания малоуглеродистой стали, содержащей 0.804 % C, составило 0.008 % (аналитик В. А. Лобанов).

Геологическая характеристика Усть-Карской астроблемы

Район работ находился в зоне Усть-Карского импактного события. Эта астроблема представляет собой кратер диаметром около 25 км и находится в 5–15 км к северу от борта Карской астроблемы. Ударные кратеры расположены на северо-востоке европейской части России и относятся к структуре Пай-Хойского хребта Югорского полуострова. Усть-Карская астроблема находится в 240 км к северу от г. Воркуты, на побережье Байдарацкой губы, северная часть астроблемы скрыта под акваторией Карского моря (рис. 1).

В геологическом строении района, где располагается Усть-Карский импактный кратер, палеозойские породы представлены отложениями нижней перми (P_{1pt-ng}), которые смяты в мелкие симметричные складки преобладающего северо-западного простирания, с углами падения крыльев 40–65°, образующие каньонообразные долины рек с высотой стенок до 40 м [7]. В составе отложений преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые и углеродисто-глинистые слан-

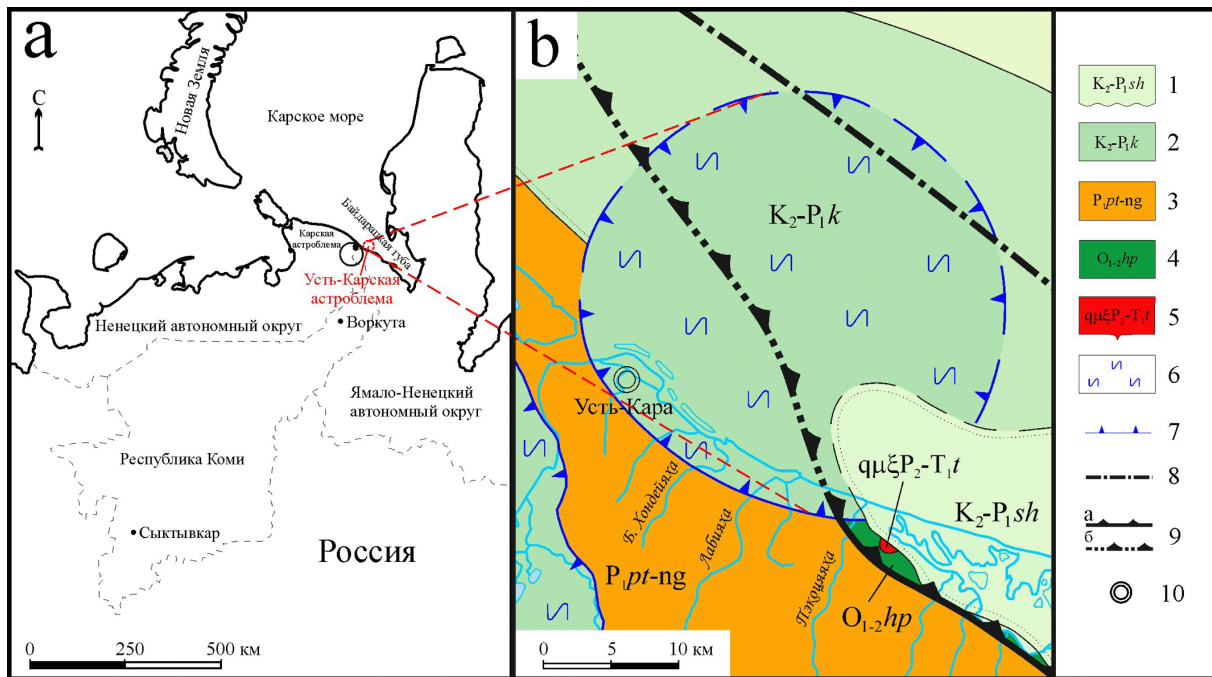


Рис. 1. Положение Усть-Карской астроблемы: а — административно-территориальная карта; б — фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [13] с добавлениями.

Условные обозначения: 1 — сааяхинская толща: глины опокovidные, песчаные, алевролиты, переотложенные коптокластиты; 2 — коптогенный комплекс: аллогенные брекчии, тагамиты, зювиты, коптокластиты; 3 — нерасчлененные пэтаркинская свита и нгебетаяхинская толща: флишоидное переслаивание известковистых и слабоуглеродистых аргиллитов с редкими прослоями кремнистых мергелей в нижней части, ритмичное чередование известковистых полимиктовых песчаников, алевролитов, алевролитистых аргиллитов — в верхней; 4 — харапешорская свита: алевролиты, известняки алевролитистые, глинистые, петельчатые; 5 — торасовейский сиенит-монцодиоритовый плутонический комплекс: кварцевые монзониты, монцодиориты, сиениты; 6 — нерасчлененные аллохтонные породы (зювиты, глыбовые брекчии); 7 — границы астроблем; 8 — разрывные нарушения, скрытые под вышележащими образованиями: без достоверного разделения по морфокинетическим особенностям; 9 — разрывные нарушения, выходящие на картографируемую поверхность: шарьяжи главные (а — достоверные, б — предполагаемые); 10 — населенный пункт

Fig. 1. Ust'-Kara astrobleme geological position: а — administrative-territorial map; б — fragment of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1:1 000 000, modified after [13].

1 — Saayakhinskaya strata: opokamorphic clays, sandy, siltstones, redeposited coptoclastites; 2 — coptogenic complex: allogeneic breccias, tagamites, suevites, coptoclastites; 3 — undifferentiated Patarkinskaya formation and Ngebetayakhinskaya strata: flyschoid interlayer of calcareous and low-carbon argillites with rare interlayers of siliceous marls in the lower part, rhythmic alternation of calcareous polymictic sandstones, siltstones, siltstone mudstones — in the upper; 4 — Kharapeshorskaya formation: siltstone limestones, clay, looped, siltstone; 5 — Torasovian syenite-monzodiorite plutonic complex: quartz monzonites, monzodiorites, syenites; 6 — allochthonous rocks undifferentiated (suevites, block breccias); 7 — boundaries of astroblemes; 8 — discontinuous disturbances hidden under overlying formations: reliable without separation by morphokinetic features; 9 — discontinuous disturbances emerging on the mapped surface: main nappes (a — reliable, b — assumed); 10 — locality

цы общей мощностью толщи более 1 км. Меловые платформенные отложения, наиболее молодые среди вмещающих пород мишени, сохранились лишь в обломках импактитов и брекчий. Они сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями бурых углей, опок, сидеритов, известняков. Повсеместно образования палеозойского структурного этажа перекрыты рыхлыми осадками плиоцен-четвертичного возраста, представленными песками, супесями с прослоями и линзами торфа или мелкой гальки морских террас. В долинах рек Лабияха и Б. Хондейяха породы цокольного комплекса разбиты многочисленными разноориентированными трещинами, а в устье р. Лабияха имеют контакты с породами коптогенного комплекса (мегабрекчиями и зювитами), которые, в свою очередь, содержат обломки цокольного комплекса [5].

Коптогенный комплекс вдоль побережья Байда-рацкой губы представлен мегабрекчиями и агломерато-глыбовыми зювитами, около 3—5 % от общего объ-

ема импактитов составляют тагамиты. Видимая мощность пород коптогенного комплекса не превышает 80 м. Нижняя его часть образует мегабрекчии мощностью 30—40 м, которые повсеместно залегают на перемещенных и в разной степени деформированных блоках пород перми [7].

Минералогия углеродистых пород

Углеродистые породы окружения Усть-Карской астроблемы представлены нижнепермскими алевролитами, аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с интенсивно проявившейся кварц-кальцитовой жильной минерализацией, пиритизацией. Они метаморфизованы в условиях низкой степени регионально-го метаморфизма, о чем свидетельствует присутствие в породах хлорита. В углеродистых сланцах четко видна полосчатая текстура, проявленная в чередовании тонких прослоев алевролитового и слюдяного материала.

Структура основной массы сланцев — алевролитовая, пелитоморфная. Главными породообразующими минералами являются альбит, хлорит, кварц, мусковит (80—90 %). В меньших количествах (10—20 %) присутствуют карбонаты (кальцит, доломит). Методом КР-спектроскопии диагностированы сидерит и магнетит. Карбонаты в породе встречаются в виде кристаллов и сростков с альбитом, кварцем, в ассоциации с хлоритом, пиритом, апатитом и баритом (рис. 2, а, b, d). По составу доломит является железистым (FeO — до 9.10 мас. %). В кальците постоянно отмечаются примеси MnO (до 3.63 мас. %), MgO (до 2.92 мас. %) и FeO (до 2.76 мас. %), в единичном случае встречен SrO (0.41 мас. %).

Сульфидная минерализация в углеродистых породах представлена пиритом, марказитом и халькопиритом, реже сфалеритом. В породе отмечается присутствие лимонитизированного пирита в виде фрамбоидов, образующегося предположительно за счет процесса сульфат-редукции бактериями (рис. 2, а, b, e). Сульфиды в породе ассоциируют с кварцем, хлоритом и кальцитом. Повсеместно встречаются сростки кристаллов пирита с халькопиритом, на поверхности часто покрыты «рубашками» оксида железа (рис. 2, d). В качестве включений в пирите диагностированы сфалерит, халькопирит и галенит. Марказит представлен кристаллами уплощенно-клиновидной формы и их сростками с многочисленными микровключениями галенита, кроме того, часто образует линзовидные агрегаты в хлорите (рис. 2, e—g). У пирита выявлен неоднородный состав, отмечается постоянное присутствие Ni (до 1.93 мас. %), Co (до 1.38 мас. %) и зон, обогащенных мышьяком. Максимальные концентрации As достигают 3.45 мас. %. В химическом составе марказита выявлена примесь Ni (до 7.03 мас. %), Co (до 0.52 мас. %) и Cu (до 2.76 мас. %).

Углеродистое вещество равномерно распылено в породе, а также образует в основной массе вытянутые параллельно сланцеватости линзовидные прослои и удлиненно-призматические формы размером до 100 мкм; ассоциирует с хлоритом, пиритом, реже с мусковитом, апатитом и монацитом (рис. 2, b, c, k).

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в углеродистых породах окружения Усть-Карской астроблемы находится в пределах 0.80—1.46 мас. %.

Результаты исследования изотопии углеродистого вещества в породах показали типичные для органи-

ческого вещества облегченные изотопные характеристики ($-23.50 \dots -24.46 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$). Согласно проведенным термографическим исследованиям, все образцы углеродистых сланцев содержат УВ, выгорание которого сопровождается интенсивным экзотермическим эффектом с началом окисления $355\text{—}371^\circ\text{C}$ и окончанием выгорания $453\text{—}469^\circ\text{C}$. В редких случаях термограммы характеризуются появлением второго экзотермического эффекта меньшей интенсивности с максимумом $543\text{—}557^\circ\text{C}$, указывающим на преобразование углеродистого вещества пород мишени ближайшего окружения Усть-Карской астроблемы в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации [6, 14]. Выявленные различия в температурах начала выгорания УВ и в характере экзотермического эффекта, вероятно, связаны не только с агрегатным состоянием, но и степенью разупорядоченности УВ, которая уменьшается по мере повышения уровня метаморфизма.

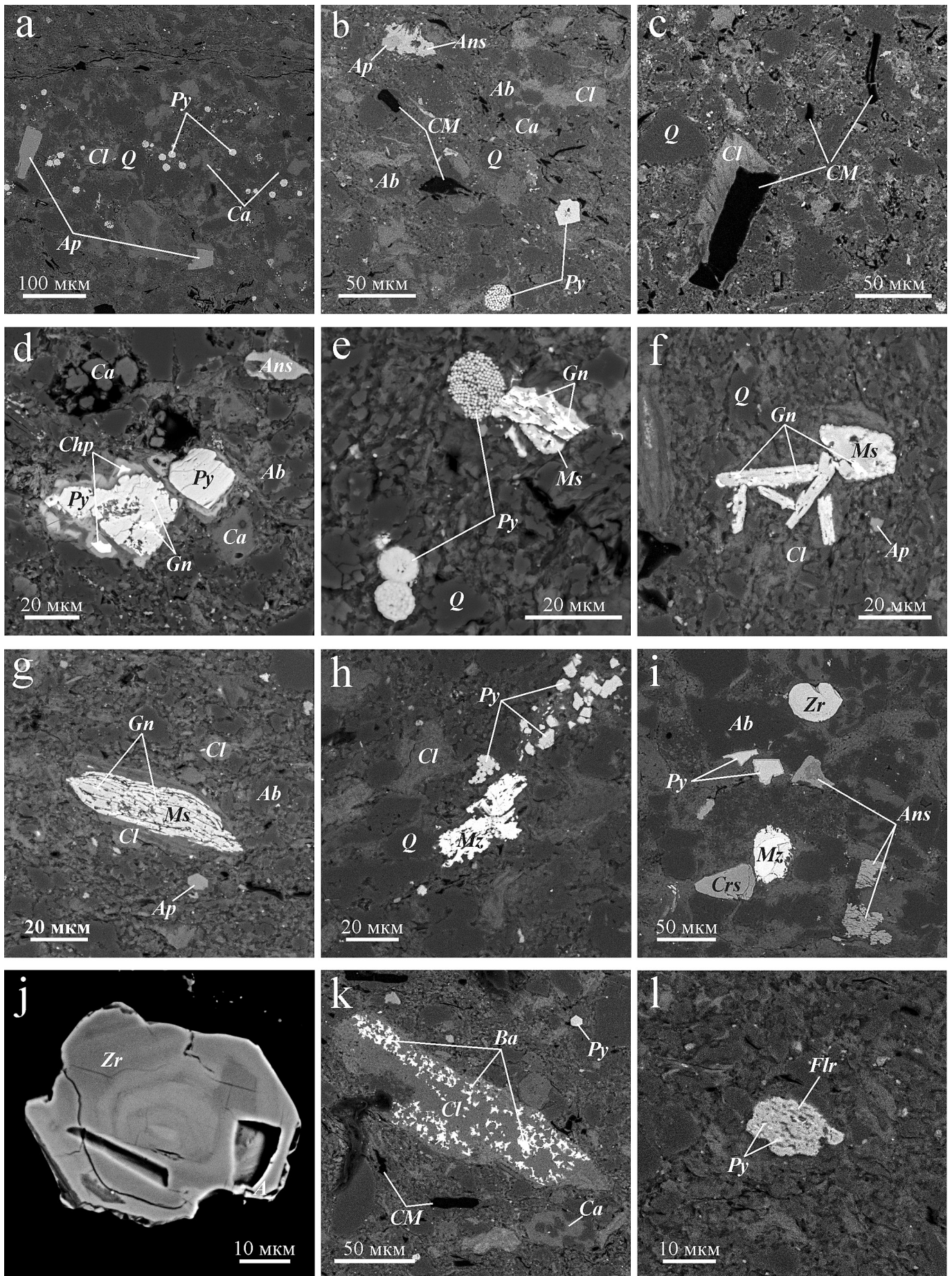
Тонкодисперсное рассеянное УВ, по данным спектроскопии комбинационного рассеяния света, характеризуется положением G-полосы в диапазоне $1597\text{—}1601 \text{ см}^{-1}$ при среднем значении 1599 см^{-1} . Ширина на половине высоты (FWHM) G-полосы варьирует в диапазоне от 40 до 52 см^{-1} и в среднем составляет 45 см^{-1} , что соответствует, по данным Б. Вopenка [32], слабоупорядоченному углеродистому веществу, образованному в сланцах пумпеллит-эпидотовой (низкотемпературной зеленосланцевой) стадии метаморфизма.

В результате микронзондового изучения пород была установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом и койвинитом. В качестве акцессорных минералов диагностированы апатит, циркон, барит, анатаз, сфалерит, галенит, хромшпинелиды.

Монацит формирует зерна неправильной формы и их скопления размером от $10\text{—}20$ до 50 мкм, заполняет микрополости в межзерновом пространстве породы (рис. 2, h, i). Монацит тесно ассоциирует с кальцитом, пиритом и апатитом. Наиболее представительные химические составы монацита представлены в таблице 1. Монацит является существенно цериевым, содержит примеси SiO_2 (до 2.44 мас. %) и CaO (до 1.16 мас. %). По соотношению главных минералообразующих компонентов (Ce_2O_3 , La_2O_3 и Nd_2O_3) были выделены три разновидности: монацит-(Ce-Nd), монацит-(Ce-La) и монацит-(Nd-Ce). В составе монацита в заметных количествах присутствуют Pr_2O_3 (2.09—

Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения породообразующих и акцессорных минералов в углеродистых сланцах и алевролитах мишени Усть-Карской астроблемы (в отраженных электронах): а — выделения апатита (Ap), кальцита (Ca) и пирита (Py) в кварц-хлоритовой массе породы; b — выделения пирита (Py) двух генераций, анатаза (Ans) в сростании с апатитом (Ap) и углеродного вещества (CM); c — сростания углеродного вещества (CM) с хлоритом (Cl); d — сростания лимонитизированного пирита (Py) с халькопиритом (Chp); e—g — выделения пирита (Py) и марказита (Ms) с микровключениями галенита (Gn); h — включение монацита (Mz) в ассоциации с пиритом (Py); i — выделения анатаза (Ans), монацита (Mz), пирита (Py), циркона (Zr) и хрошпинелида (Crs) в кварц-хлоритовой массе породы; j — зональное зерно циркона (Zr); k — включения барита (Ba) в хлорите (Cl); l — зерно флоренсита (Flr) с микровключениями пирита (Py)

Fig. 2. Electron microscopic images of rock-forming and accessory minerals in carbonaceous shales and siltstones of the target of the Ust'-Kara astrobleme (in reflected electrons): a — isolation of apatite (Ap), calcite (Ca) and pyrite (Py) in quartz-chlorite rock mass; b — isolation of pyrite (Py) of two generations, anatase (Ans) in fusion with apatite (Ap) and carbonaceous matter (CM); c — coalescence of carbonaceous matter (CM) with chlorite (Cl); d — coalescence of limonitized pyrite (Py) with chalcopyrite (Chp); e—g — isolation of pyrite (Py) and marcasite (Ms) with microinclusions of galena (Gn); h — inclusion of monazite (Mz) in association with pyrite (Py); i — isolation of anatase (Ans), monazite (Mz), pyrite (Py), zircon (Zr) and chrospinelide (Crs) in quartz-chlorite rock mass; j — zonal grains of zircon (Zr); k — inclusions of barite (Ba) in chlorite (Cl); l — grain of fluorite (Flr) with microinclusions of pyrite (Py)





4.87 мас. %), Sm_2O_3 (до 5.42 мас. %) и Gd_2O_3 (до 2.97 мас. %). Нередко он обогащен ThO_2 (до 5.54 мас. %), что, вероятно, связано в некоторых случаях с микровключениями торита. Кроме того, было встречено зональное зерно монацита, центральная часть которого обогащена торием (14.60 мас. % ThO_2) (ан. 6, 7 в табл. 1; рис. 2, i). В единичных случаях отмечаются примеси Y_2O_3 (до 3.01 мас. %) и UO_2 (0.88 мас. %).

В углеродистых сланцах на р. Лабияха встречено корродированное зерно **флоренсита** с микровключениями пирита (рис. 2, l). По химическому составу оно предположительно является **койвинитом** — Ca-Mg-Fe -содержащей разновидностью флоренсита ($(\text{Ce}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4, \text{HPO}_4)_2(\text{OH})_6$).

Anatam распределен в породе неравномерно, образует зерна призматической формы размером от 5–10 до 80–100 мкм, ассоциирует с кварцем, пиритом,

углеродным веществом и монацитом, встречен в тесном сростании с анатазом (рис. 2, а, f, g). По химическому составу является фторапатитом (до 4.63 мас. % F). В виде микропримесей в его составе отмечены Cl (до 1.18 мас. %) и Fe (до 0.47 мас. %).

Хромшпинелиды в черных сланцах представлены кристаллами октаэдрического облика и их обломками в кварц-хлоритовой основной массе породы. Ассоциируются с кальцитом, пиритом, анатазом и монацитом. Размер зерен не превышает 100 мкм (рис. 2, i).

Изучение зерен хромшпинелидов показало в основном их однородное внутреннее строение. По химическому составу они характеризуются широкими вариациями содержаний основных компонентов: Cr_2O_3 (35.72–53.08 мас. %), FeO (17.86–23.49 мас. %), Al_2O_3 (8.76–24.94 мас. %), Fe_2O_3 (0.69–12.99 мас. %) и MgO (6.01–11.38 мас. %) (табл. 2). Во всех изученных зер-

Таблица 1. Нормированный химический состав (мас. %) и эмпирические формулы монацита

Table 1. Normalized chemical composition (wt. %) and empirical formulas of monazite

n	Номер обр./ан. Sample No.	P_2O_5	SiO_2	CaO	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	ThO_2	UO_2
1	УК 19-5-25/4-1	29.85	–	–	3.01	12.80	31.03	3.50	13.84	2.18	1.48	2.31	–
2	УК 19-5-25/5-1-1	30.28	–	–	–	10.52	35.14	3.90	16.06	2.43	1.67	–	–
3	УК 19-5-25/5-5-1	29.63	–	0.25	–	10.08	33.86	4.24	15.19	3.33	2.42	–	–
4	УК 19-5-25/6-1	29.53	–	–	–	13.73	37.44	4.14	11.45	1.96	1.74	–	–
5	УК 19-5-24/6-1	27.37	1.38	0.45	–	19.13	34.30	2.83	9.00	–	–	5.54	–
6	УК 19-6-26/2-3	25.81	2.44	1.02	1.79	10.40	27.30	2.60	10.26	2.19	1.60	14.60	–
7	УК 19-6-26/2-4	29.66	–	–	–	7.23	32.92	4.87	21.42	3.05	0.85	–	–
8	УК 19-3-18/4-1	30.11	–	0.90	–	14.28	30.16	3.14	11.85	2.30	1.63	4.77	0.88
9	УК 19-3-18/5-1	30.00	–	–	–	8.57	33.02	4.10	19.73	2.82	1.75	–	–
10	УК 19-3-18/6-1	30.18	–	0.30	–	10.49	34.23	3.90	17.85	1.95	–	1.09	–
11	УК 19-3-18/7-1	29.13	–	0.65	–	23.17	35.19	2.09	7.70	–	–	2.07	–
12	УК 19-БХ 3-2/1-1	29.68	–	–	–	11.83	35.47	3.93	14.82	2.47	1.81	–	–
13	УК 19-БХ 3-2/3-1	29.63	0.86	–	–	4.06	24.45	4.52	28.08	5.42	2.97	–	–
14	УК 19-БХ 3-2/5-1	30.08	–	0.38	–	9.01	33.89	4.17	17.85	2.62	2.00	–	–
15	УК 19-П5-47/6-1	29.79	1.02	1.16	–	12.24	33.74	3.45	15.76	1.39	–	1.45	–
16	УК 19-П5-47/8-1	30.18	0.70	0.75	–	12.10	29.67	3.88	16.86	2.88	1.57	1.40	–

Формулы / Formulas

1. $(\text{Ce}_{0.45}\text{Nd}_{0.20}\text{La}_{0.19}\text{Y}_{0.06}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.05}\text{Gd}_{0.02}\text{Th}_{0.02})_{1.02}[\text{PO}_4]$; 2. $(\text{Ce}_{0.50}\text{Nd}_{0.22}\text{La}_{0.15}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02})_{0.99}[\text{PO}_4]$;
3. $(\text{Ce}_{0.49}\text{Nd}_{0.22}\text{La}_{0.15}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.05}\text{Gd}_{0.03}\text{Ca}_{0.01})_{1.04}[\text{PO}_4]$; 4. $(\text{Ce}_{0.55}\text{La}_{0.20}\text{Nd}_{0.16}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02})_{1.02}[\text{PO}_4]$;
5. $(\text{Ce}_{0.51}\text{La}_{0.29}\text{Nd}_{0.13}\text{Th}_{0.05}\text{Pr}_{0.04}\text{Gd}_{0.02})_{1.04}[(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4]$; 6. $(\text{Ce}_{0.41}\text{La}_{0.16}\text{Nd}_{0.15}\text{Th}_{0.14}\text{Ca}_{0.04}\text{Y}_{0.04}\text{Pr}_{0.04}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02})_{1.03}[(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4]$;
7. $(\text{Ce}_{0.48}\text{Nd}_{0.30}\text{La}_{0.11}\text{Pr}_{0.07}\text{Sm}_{0.04}\text{Gd}_{0.01})_{1.01}[\text{PO}_4]$; 8. $(\text{Ce}_{0.43}\text{La}_{0.21}\text{Nd}_{0.17}\text{Th}_{0.04}\text{Ca}_{0.04}\text{Pr}_{0.04}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02}\text{U}_{0.01})_{0.99}[\text{PO}_4]$;
9. $(\text{Ce}_{0.48}\text{Nd}_{0.28}\text{La}_{0.12}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.04}\text{Gd}_{0.02})_{1.00}[\text{PO}_4]$; 10. $(\text{Ce}_{0.49}\text{Nd}_{0.25}\text{La}_{0.15}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.03}\text{Ca}_{0.01}\text{Th}_{0.01})_{1.00}[\text{PO}_4]$;
11. $(\text{Ce}_{0.52}\text{La}_{0.35}\text{Nd}_{0.11}\text{Pr}_{0.03}\text{Ca}_{0.03}\text{Th}_{0.02})_{1.06}[\text{PO}_4]$; 12. $(\text{Ce}_{0.52}\text{Nd}_{0.21}\text{La}_{0.17}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.02})_{1.02}[\text{PO}_4]$;
13. $(\text{Nd}_{0.39}\text{Ce}_{0.34}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.07}\text{La}_{0.06}\text{Gd}_{0.04})_{0.96}[(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4]$; 14. $(\text{Ce}_{0.49}\text{Nd}_{0.25}\text{La}_{0.13}\text{Pr}_{0.06}\text{Sm}_{0.04}\text{Gd}_{0.03}\text{Ca}_{0.02})_{1.01}[\text{PO}_4]$;
15. $(\text{Ce}_{0.47}\text{Nd}_{0.21}\text{La}_{0.17}\text{Ca}_{0.05}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{0.98}[(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4]$; 16. $(\text{Ce}_{0.41}\text{Nd}_{0.23}\text{La}_{0.17}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.04}\text{Ca}_{0.03}\text{Gd}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{0.97}[(\text{P}, \text{Si})\text{O}_4]$

Примечание: 6–7 — зональное зерно монацита (6 — центральная часть зерна, обогащенная ThO_2 , 7 — край зерна) (рис. 2, i).

Note. 6–7 — zonal grain of monazite (6 — central part of the grain enriched with ThO_2 , 7 — edge of the grain) (Fig. 2, i).

Таблица 2. Нормированный химический состав (мас. %) и эмпирические формулы хромшпинелидов

Table 2. Normalized chemical composition (wt. %) and empirical formulas of chrome spinelide

№ точки	№ обр./ан. / Sample No.	FeO	MgO	MnO	Cr_2O_3	Al_2O_3	V_2O_5	Fe_2O_3
1	УК 19-6-26/2-2	17.86	11.38	–	48.41	20.39	0.49	1.47
2	УК 19-6-26/1-1	19.97	9.67	–	52.15	17.10	0.42	0.69
3	УК 19-6-26/1-2	18.57	11.31	–	35.72	24.94	0.40	9.06
4	УК 19-6-26/1-3	22.21	7.52	–	53.08	10.92	0.27	6.00
5	УК 19-6-26/1-7-1 (центр)	18.37	11.29	–	45.13	22.75	0.34	2.12
6	УК 19-6-26/1-7-2 (край)	23.49	6.01	0.58	47.76	8.76	0.41	12.99
7	УК 19-6-26/7-1	21.06	9.20	–	48.15	19.54	0.47	1.57

Формулы / Formulas

1. $(\text{Mg}_{0.53}\text{Fe}_{0.47})(\text{Cr}_{1.20}\text{Al}_{0.75}\text{Fe}_{0.03}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$; 2. $(\text{Fe}_{0.54}\text{Mg}_{0.46})(\text{Cr}_{1.33}\text{Al}_{0.65}\text{Fe}_{0.02}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$;
3. $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.48})(\text{Al}_{0.91}\text{Cr}_{0.87}\text{Fe}_{0.21}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$; 4. $(\text{Fe}_{0.62}\text{Mg}_{0.38})(\text{Cr}_{1.41}\text{Al}_{0.43}\text{Fe}_{0.15}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$;
5. $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.48})(\text{Cr}_{1.11}\text{Al}_{0.83}\text{Fe}_{0.05}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$; 6. $(\text{Fe}_{0.68}\text{Mg}_{0.31}\text{Mn}_{0.02})(\text{Cr}_{1.30}\text{Al}_{0.35}\text{Fe}_{0.34}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$;
7. $(\text{Fe}_{0.56}\text{Mg}_{0.44})(\text{Cr}_{1.22}\text{Al}_{0.74}\text{Fe}_{0.04}\text{V}_{0.01})_2\text{O}_4$



нах отмечается присутствие V_2O_5 (0.27–0.49 мас. %), в единичном случае встречена примесь MnO (0.58 мас. %). Основная часть составов хромшпинелидов соответствует алюмохромитам, единичные составы соответствуют субферриалюмохромитам и субферрихромпикотиту. В краевых областях зерен хромшпинелидов встречены зоны, в которых наблюдается увеличение содержания железа и хрома со значительным уменьшением количества алюминия и магния, что характерно для проявления наложенных процессов (табл. 2, ан. 6).

Циркон встречается в основной массе породы в виде тетрагонально-дипирамидальных, хорошо ограненных кристаллов размером 30–40 мкм (рис. 2, i). В его химическом составе отмечены примеси HfO_2 (1.09–1.37 мас. %). Во вскрытом зерне установлено зональное строение, в центральной части которого присутствует ThO_2 (0.65 мас. %), при этом содержание HfO_2 снижается (рис. 2, j).

В силикатной матрице породы, в тесной ассоциации с пиритом и кальцитом развивается **анатаз** (рис. 2, b, d, i). Он встречается в виде вытянутых призматических кристаллов и их сростаний, образует поликристаллические агрегаты размером 20–40 мкм. В виде микровключений в анатазе встречен циркон. В составе циркона отмечены примеси Fe_2O_3 (до 2.60 мас. %), V_2O_5 (до 1.41 мас. %) и CaO (до 0.18 мас. %).

Барит встречается в виде пластинчатых и игольчатых кристаллов размером 10–20 мкм, чаще образует радиально-лучистые агрегаты, заполняя пустоты в карбонатах, а также выполняет микропрожилки в основной массе породы (рис. 2, k). В химическом составе барита отмечается примесь SrO (до 4.21 мас. %).

Геохимия углеродистых пород

В районе Усть-Карской астроблемы углеродистые сланцы и алевролиты по составу петрогенных элементов и значениям петрохимических модулей соответствуют нормо- и суперсиаллитам, т. е. глинисто-алевритистым осадочным породам [15]. Петрохимические

особенности углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы заключаются в преобладании FeO над Fe_2O_3 при общем содержании железа, близком к кларковому, и резком преобладании MgO над CaO . В целом их химический состав характеризуется повышенными содержаниями MgO (4.37–5.71 мас. %), Na_2O (1.90–2.54 мас. %), TiO_2 (0.79–0.91 мас. %) и низкой карбонатностью (табл. 3).

Содержания редких и редкоземельных элементов в углеродистых породах окружения Усть-Карской астроблемы, по данным ИСП-МС, существенно не отличаются и большинство из них не превышают региональный фон (табл. 4). И только часть элементов-примесей в черных сланцах [16] превышают кларк в 1.5–3 раза и имеют значения (г/т): Ti (5415–6481), Mn (440–1400), Cr (142–190), Zr (148–171), Ni (121–189), Li (37–77), Co (24–32), Sc (22–27), Dy (4.14–5.18), Pr (4.06–5.28), Er (2.47–3.03), Ho (0.88–1.01), Tb (0.62–0.80) и Tm (0.39–0.45).

Концентрации литофильных элементов (Rb , Cs , Ba , Sr , Ta , Nb , V , Hf , Be) в изученных углеродистых породах несколько ниже, чем для кларков черных сланцев [16]. Группа высокозарядных некогерентных элементов (Ti , Zr , Sc , REE) характеризуется повышенными содержаниями, кроме того, углеродистые сланцы и алевролиты окружения Усть-Карской астроблемы существенно обогащены переходными металлами (Mn , Cr , Co , Ni). Распределение редких и редкоземельных элементов показаны на рисунке 3. Спектры элементов-примесей схожи, отмечаются существенные колебания содержаний Sr и Ba , что объясняется непостоянным присутствием в породах карбонатов и барита. Суммарное содержание REE составляет 93–120 г/т, при этом концентрации легких REE имеют значения ниже кларковых, а тяжелые REE характеризуются повышенными содержаниями относительно кларков. В целом кривые распределения REE для всех образцов похожи, спектры характеризуются Eu -минимумом и имеют отрицательный наклон, что подтверждается повышенными величинами $LREE/HREE = 6.45–7.99$, $La/Yb = 4.34–7.12$, $Gd/Yb = 1.54–1.77$ (табл. 4). Такие особенности яв-

Таблица 3. Петрохимический состав углеродистых пород окружения Усть-Карской астроблемы по данным силикатного анализа, мас. %

Table 3. Petrochemical composition of carbonaceous rocks around the Ust'-Kara astrobleme environment according to silicate analysis, wt. %

Компонент Component	УК 19-5-25	УК 19-6-26	УК 19-П12-67	УК 19-БХ4-3	УК 19-БХ3-2	УК 19-ПК3-4
SiO_2	54.02	56.60	57.82	54.28	52.94	55.84
TiO_2	0.79	0.91	0.87	0.82	0.85	0.90
Al_2O_3	16.24	16.13	16.07	15.54	15.98	16.33
Fe_2O_3	1.94	2.21	1.63	1.29	2.07	1.67
FeO	6.09	5.54	5.52	6.36	6.01	6.25
MnO	0.074	0.055	0.042	0.083	0.130	0.040
CaO	2.70	1.41	2.00	3.64	4.11	1.76
MgO	5.11	5.71	4.37	5.01	4.93	4.79
K_2O	2.38	2.18	2.00	2.12	2.14	2.60
Na_2O	1.90	2.54	2.50	2.23	2.16	1.93
P_2O_5	0.20	0.22	0.21	0.21	0.23	0.23
П. п. п.	8.46	6.53	6.52	7.92	8.17	7.38
Сумма	99.90	100.04	99.55	99.50	99.72	99.72
H_2O	0.83	0.69	0.63	0.59	0.60	0.82
CO_2	2.04	0.71	0.68	2.82	3.01	0.79

Таблица 4. Содержание элементов-примесей в углеродистых породах окружения Усть-Карской астроблемы, г/т

Table 4. The content of impurity elements in the carbonaceous rocks around the Ust'-Kara astrobleme, ppm

Li	43.30	36.75	45.46	47.57	43.84	46.45	50.26	53.67	43.57	49.99	76.81	47.46	48.16	47.73	43.43	38.02
Be	1.75	1.83	1.72	1.76	2.00	2.05	1.69	1.96	2.07	1.62	1.77	1.77	1.61	1.86	1.94	1.93
P	877.00	748.10	826.50	841.20	945.70	832.70	935.20	721.30	932.30	889.50	976.60	985.40	881.10	949.30	961.00	1015.00
Sc	24.74	22.32	24.76	24.69	25.33	24.70	23.54	24.94	23.79	24.78	27.22	23.58	22.68	25.90	24.10	27.37
Ti	5999.00	5969.00	5536.00	5542.00	6256.00	5724.00	5961.00	5801.00	5831.00	5998.00	6481.00	5633.00	5900.00	5707.00	5415.00	6083.00
V	176.70	168.00	180.00	188.20	180.90	185.50	187.40	183.60	188.40	187.40	195.40	177.40	167.40	186.60	167.90	200.40
Cr	172.30	171.40	162.30	178.00	214.80	142.20	148.80	153.40	150.70	169.90	190.10	144.20	164.30	161.40	172.70	170.80
Mn	676.40	789.50	1032.00	961.00	557.50	564.00	559.00	689.90	678.30	986.20	570.10	1116.00	439.80	1404.00	951.20	540.60
Co	27.70	27.31	26.89	29.20	26.75	24.97	27.25	28.27	23.78	28.18	30.97	25.07	31.68	29.16	24.11	27.43
Ni	165.60	154.70	159.00	177.40	188.70	121.40	147.90	133.40	129.00	145.50	161.20	125.00	146.80	139.70	145.20	149.80
Cu	67.66	61.33	67.51	71.48	67.62	64.06	63.06	76.91	68.76	72.42	79.87	62.93	57.93	75.03	63.47	88.54
Zn	109.10	106.80	106.50	103.50	105.30	106.90	113.50	118.00	110.40	112.60	120.90	104.00	96.73	114.30	100.80	114.00
Ga	19.38	18.78	18.90	19.34	20.16	19.38	20.05	19.58	20.29	18.99	19.05	18.31	16.84	20.16	17.02	19.82
Rb	61.57	65.12	66.06	68.41	63.65	70.25	67.45	73.24	75.51	65.37	69.76	68.68	57.02	67.58	63.80	75.10
Sr	127.00	168.10	156.20	119.60	121.10	89.92	119.80	91.41	113.10	94.21	88.81	128.10	126.40	154.20	195.70	84.38
Y	25.77	23.31	25.10	24.72	25.34	24.12	25.23	24.70	24.74	22.78	21.48	23.22	21.65	27.54	22.64	26.46
Zr	157.00	147.50	151.70	155.70	164.40	156.00	151.00	166.40	155.30	151.70	154.90	149.20	154.40	158.10	151.60	170.90
Nb	9.86	9.94	9.31	9.38	10.43	9.14	9.72	10.41	9.89	9.43	9.97	8.74	9.31	9.02	8.92	9.95
Mo	1.24	3.09	0.70	0.84	1.64	0.99	0.93	1.05	1.27	1.55	2.61	1.15	1.17	1.29	0.95	1.00
Ag	0.31	0.26	0.19	0.16	0.21	0.21	0.19	<по	0.24	0.19	<по	0.25	0.25	0.24	0.21	0.26
Cd	0.24	0.31	0.32	0.26	0.20	0.21	0.23	<по	<по	0.26	0.33	<по	0.23	0.24	0.18	0.43
Sn	2.81	3.05	2.45	2.43	2.17	2.35	2.17	2.13	2.35	2.02	2.13	2.00	1.87	2.15	0.58	0.84
Sb	0.67	1.86	0.75	0.74	0.73	0.67	1.07	0.60	1.00	1.04	0.65	0.95	0.78	1.07	0.63	0.55
Te	0.30	<по	<по	<по	<по	<по	0.21	<по	<по	0.21	<по	<по	<по	<по	<по	0.22
Cs	3.77	4.12	4.22	4.73	3.19	3.96	4.12	3.65	3.64	3.34	5.53	3.82	4.05	4.12	3.84	3.64
Ba	231.40	221.80	269.80	276.90	255.00	233.00	235.00	299.40	277.20	223.00	274.50	219.60	319.80	266.00	264.70	266.50
La	15.23	15.29	13.47	12.91	18.72	15.27	18.58	19.60	16.75	14.81	14.01	17.28	17.21	14.04	18.05	21.12
Ce	38.65	34.43	33.57	34.70	40.98	35.91	41.18	43.82	39.67	32.70	36.31	36.88	34.61	33.98	39.85	42.97
Pr	5.21	4.25	4.33	4.34	5.03	4.42	5.09	5.14	4.60	4.06	4.53	4.65	4.34	4.37	4.77	5.28

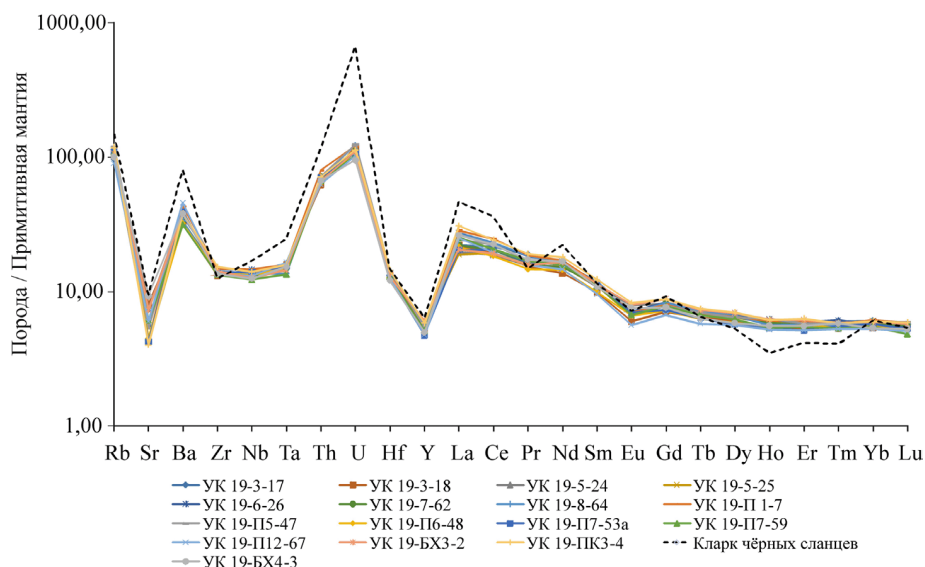
Nd	22.05	18.60	20.90	20.62	22.72	20.49	22.23	23.08	22.00	19.64	21.98	21.38	19.81	22.40	22.73	24.43
Sm	5.32	4.40	4.82	4.90	5.14	4.99	5.27	5.12	4.98	4.41	4.92	4.89	4.26	5.09	4.82	5.46
Eu	1.19	1.01	1.32	1.11	1.18	1.12	1.16	1.18	1.15	1.12	1.17	1.12	0.95	1.33	1.27	1.38
Gd	4.87	4.23	4.84	4.80	4.94	4.85	4.93	4.77	4.63	4.29	4.37	4.63	4.01	5.25	4.54	5.26
Tb	0.78	0.69	0.74	0.73	0.76	0.75	0.77	0.75	0.76	0.68	0.69	0.72	0.62	0.79	0.68	0.80
Dy	4.92	4.48	4.74	4.74	5.12	4.77	4.90	4.75	4.74	4.34	4.20	4.57	4.14	5.10	4.29	5.18
Ho	0.96	0.88	0.97	0.98	1.02	0.96	0.92	1.00	1.03	0.89	0.88	0.88	0.85	1.01	0.91	1.01
Er	2.83	2.55	2.68	2.69	2.85	2.71	2.73	2.91	2.79	2.69	2.47	2.61	2.47	2.95	2.67	3.03
Tm	0.45	0.39	0.42	0.40	0.45	0.39	0.42	0.43	0.43	0.40	0.41	0.40	0.39	0.43	0.43	0.43
Yb	2.98	2.64	2.80	2.98	2.80	2.83	2.84	3.04	2.94	2.76	2.83	2.71	2.60	2.93	2.64	2.97
Lu	0.43	0.39	0.39	0.42	0.41	0.42	0.38	0.44	0.44	0.39	0.39	0.36	0.38	0.42	0.39	0.44
Hf	4.07	3.93	3.97	4.18	4.08	4.04	4.29	4.24	4.41	3.95	3.94	3.99	3.93	3.99	3.74	4.45
Ta	0.66	0.65	0.64	0.59	0.62	0.61	0.56	0.65	0.61	0.61	0.63	0.55	0.67	0.59	0.63	0.65
W	0.95	1.04	1.04	1.02	1.01	0.93	1.01	1.00	1.00	1.08	1.09	1.01	1.00	0.95	0.91	1.00
Ir	<по	0.01	<по	0.00	<по	0.00	0.01	<по	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	<по	<по	0.00
Tl	0.35	0.45	0.37	0.37	0.36	0.36	0.35	0.38	0.42	0.33	0.40	0.36	0.34	0.37	0.31	0.42
Pb	13.94	14.66	12.93	12.44	11.46	12.97	15.20	16.23	15.42	15.85	15.48	15.72	13.21	15.14	14.67	12.11
Bi	0.20	0.23	0.25	0.21	0.23	0.24	0.23	0.25	0.23	0.23	0.24	0.25	0.19	0.23	0.22	0.28
Th	5.70	5.26	5.78	5.78	5.59	6.13	5.95	6.77	6.11	5.46	5.97	5.66	5.33	5.66	5.65	6.04
U	2.32	2.47	2.36	2.28	2.28	2.35	2.57	2.54	2.61	2.28	2.25	2.17	2.14	2.29	1.99	2.37
ΣREE	105.86	94.23	95.99	96.31	112.13	99.87	111.38	116.02	106.90	93.16	99.15	103.07	96.62	100.10	108.04	119.75
LREE/HREE	6.93	6.84	6.53	6.45	7.36	6.79	7.60	7.72	7.15	6.68	7.36	7.42	7.45	6.34	7.99	7.64
La/Yb	5.11	5.80	4.82	4.34	6.68	5.40	6.55	6.44	5.70	5.37	4.95	6.38	6.63	4.80	6.84	7.12
Gd/Yb	1.63	1.61	1.73	1.61	1.76	1.72	1.74	1.57	1.57	1.56	1.54	1.71	1.54	1.79	1.72	1.77
Th/Cr	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04

Примечание. 1–16 — углеродистые сланцы и алевролиты (1–7 — р. Лабияха; 8–13 — побережье Байдарцкой губы; 14, 15 — р. Б. Хондейяха; 16 — р. Пэкоцяаха); <по — ниже предела обнаружения.

Note. 1–16 — carbonaceous shales and aleurolite (1–7 — Labiyaha River; 8–13 — coast; 14, 15 — B. Hondeyaha River; 16 — Pekozuayaha River); <по — below detection limit.

Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в углеродистых породах окружения Усть-Карской астроблемы, нормализованных по примитивной мантии [30]

Fig. 3. Distribution of rare and rare earth elements in carbonaceous rocks around the Ust'-Kara astrobleme. Concentrations of rare elements are normalized by a primitive mantle [30]



ляются обычными для углеродистых сланцев, что может свидетельствовать о седиментации осадков на мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима [1; 23]. Стабильность тектонического режима подтверждается однообразием значений $Th/Cr = 0.03–0.04$ [19].

Обсуждение

Постимпактная гидротермальная деятельность распространена во всех структурно-литологических комплексах астроблем по всему миру, наиболее крупные из них — Садбери (Канада), Рис (Германия), Чикшулуб (Мексика), Попигай (Россия) и другие [17, 21, 24–28, 31]. Гидротермальные изменения проявляются в астроблемах в виде формирования соответствующих минеральных ассоциаций и перераспределения химических элементов в породах коптогенного комплекса [9]. При этом гидротермальные процессы для крупных кратеров могут продолжаться на протяжении сотен тысяч лет, образуя большие объемы гидротермальных изменений [17].

В окружении Усть-Карской астроблемы породы мишени обогащены углеродистым веществом и характеризуются повышенными кларками некоторых редких элементов [15]. Известно, что промышленно значимая рудная минерализация в углеродистых породах всегда связана с гидротермальной переработкой и привносом полезных компонентов. Согласно тектонической модели Масайтиса и Мелоша [2, 8, 22], ударно-тектонические преобразования пород предполагают изменения не только на глубину, но и по латерали, что может свидетельствовать о гидротермальных преобразованиях по периферии вплоть до поверхности астроблемы. Учитывая в целом восходящую направленность гидротерм и наличие существенного количества углеродистого вещества в породах коптогенного комплекса, в близповерхностных частях разреза возможны мобилизация, переотложение и концентрирование различных видов полезных ископаемых. Согласно известным моделям формирования крупных астроблем, импактный процесс должен был стимулировать интенсивную гидротермальную деятельность не только в самих импактиках, но и в породах окружения астроблемы [21,

22; 26–28], создавая условия для концентрирования редких и благородных металлов во вмещающих углеродистых породах. Таким образом, теоретически в гидротермально переработанных черных сланцах окружения Усть-Карской астроблемы возможна продуктивная рудная минерализация. Аналогичным примером переотложения рудного вещества черных сланцев, хотя и не связанным с импактными событиями, может служить продуктивная золотоносная минерализация крупнейшего черносланцевого месторождения Сухой Лог, в котором при наложенных гидротермальных изменениях произошло перераспределение и концентрирование золотосульфидной минерализации за счет окружающих месторождение углеродистых сланцев, что было доказано на основе изотопно-геохимических исследований [4, 18, 20]. М. В. Наумов [10] по данным изотопного состава серы пиритовой минерализации убедительно показал, что интенсивное гидротермальное обогащение зювитов сульфидной минерализацией происходит за счет пирита черных сланцев подложки. Кроме того, по имеющимся последним сведениям об импактиках Усть-Карской астроблемы, в зювитах также встречается минерализация с ультравысокой степенью восстановленности, включая самородные металлы (Fe, Ni, Al, Ag, Cu, Sn), интерметаллиды сложного состава, камасит [12]. В тагамитах отмечено повышенное в 3 раза содержание Ni и Cr по сравнению с породами цокольного комплекса [3], что, скорее всего, связано с веществом астероида, который мог быть источником данных компонентов с возможным их переотложением и концентрированием.

Известно, что степень гидротермального преобразования пород определяется их вещественной спецификой и проницаемостью [9]. Гидротермальная деятельность реализуется в формировании соответствующих минеральных ассоциаций, распределение которых изменяется по мере удаления от центра астроблемы, затрагивая ее окружение. Это обуславливает как геохимическую специфику процесса, так и состав возникающих минеральных фаз. В осадочных породах окружения Усть-Карской астроблемы, включая углеродистые породы, ассоциация типоморфных минералов постимпактной гидротермальной деятельности включает хлориты, цеолиты, кальцит и сульфиды.



Черносланцевые толщи окружения Усть-Карской астроблемы, по данным ИСП-МС относительно кларковых содержаний элементов в черных сланцах, характеризуются повышенными концентрациями Ti, Mn, Cr, Zr, Ni, Li, Co, Sc, Dy, Pr, Er, Ho, Tb и Tm. На основании анализа геохимических данных по распределению редких и редкоземельных элементов сделано предположение о седиментации осадков на мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима.

Надкларковые содержания Co, Ni и Cr объясняются присутствием примесей в сульфидах и хромшпинелидах. Высокое содержание титана в сланцах способствовало кристаллизации анатаза и рутила. Примесь Li может присутствовать в составе пирита и слоистых силикатов, примесь Mn — в карбонатах. Повышенные содержания REE и Sc в сланцах объясняются часто встречающимся в породе монацитом. Содержания редкоземельных элементов в углеродистых сланцах близки к кларкам черных сланцев, при этом тяжелые редкоземельные элементы показывают более высокие значения. Все это позволяет полагать, что редкоземельная минерализация обусловлена не только первичным обогащением протолита редкоземельными элементами в процессе осадконакопления, а в большей степени гидротермальными процессами в связи с импактным событием.

Кроме того, выявлен ряд минералогических особенностей, в том числе связанных с постимпактной гидротермальной деятельностью. К ним, в частности, относятся: повышение железистости (железистый кальцит, доломит); развитие в породе многочисленных сульфидных минералов (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит); лимонитизация пирита, увеличение содержания железа и хрома в краевых областях зерен хромшпинелидов; обогащение кремнеземом (хлориты); редкоземельная минерализация, представленная фторапатитом, флоренситом (с микровключениями пирита) и монацитом (с включениями торита); консолидация УВ и его приуроченность к хлорит-пиритовой минерализации; развитие жильной минерализации с кальцитом и баритом. Проведенные термические и КР-спектроскопические исследования углеродистого вещества пород окружения Усть-Карской астроблемы позволили сделать вывод о том, что УВ претерпело преобразование на уровне низкотемпературной хлоритовой стадии метаморфизма [6; 32].

Таким образом, нами получены новые сведения о минералогических и геохимических особенностях углеродистых пород ближайшего окружения Усть-Карской астроблемы и проявлении в них постимпактных гидротермальных процессов. Установлен ряд элементов, имеющих аномально высокие концентрации. Полученные данные позволяют считать углеродистые сланцы и алевролиты окружения Усть-Карской астроблемы перспективными на выявление рудных проявлений в связи с постимпактной гидротермальной деятельностью.

Авторы выражают благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации, Е. М. Тропникову и С. И. Исаченко за помощь в проведении аналитических работ. Работа выполнена в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 286 с.
2. Вишневский С. А. Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 2007. 288 с.
3. Геология астроблем / В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак, А. И. Райхлин, Т. В., Е. М. Шаденков. Л.: Недра, 1980. 231 с.
4. Дубинина Е. О., Чугаев А. В., Иконникова Т. А., Авдеев А. С., Якушев А. И. Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 347—379.
5. Зархидзе Д. В., Пискун П. П., Красножен А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 180 с.
6. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
7. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Отв. ред. В. Л. Масайтис. Л.: Наука, 1990. 185 с.
8. Масайтис В. Л., Машак М. С., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Наумов М. В. Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса // Астрономический вестник. 1996. Т. 30. № 1. С. 25—32.
10. Наумов М. В., Ляхницкая В. Д., Яковлева О. А. Сульфидная минерализация в Попигайской импактной структуре // Доклады АН. 2004. Т. 399. № 5. С. 665—670.
11. Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Михайлова А. И., Рыбникова З. П., Парамонов А. С., Утицина В. Л., Колодей В. С., Эхова М. В. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54—73.
12. Сергиенко Е. С., Цельмович В. А., Попов В. В., Цибульская А. Е., Дробкина Е. А., Петров И. Н. Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы междунар. семинара. СПб., 2010. С. 227—233.
13. Шишкин М. А., Шкарубо С. И., Молчанова Е. В., Маркина Н. В., Молчанова Е. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 — Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 383 с.
14. Шумилова Т. Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 318 с.
15. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.
16. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.
17. Abramov O., Kring D. A. Numerical Modeling of an Impact-Induced Hydrothermal System at the Sudbury Crater // J. Geophys. Res. (Planets), 2004. V. 109. P. 10007—10023.
18. Chang Z., Large R. R., Maslennikov V. V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an



early timing and a seawater sulfur source // *Geology*, 2008. V. 36. No. 12. P. 971–974.

19. Condie K. C., Wronkiewicz D. A. The Cr/Th ratio in pre-cambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990. V. 97. P. 256–267.

20. Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L., Prokofev V. Yu., Lishnevskii E. N. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // *Ore Geology Reviews*, 2004. V. 24. P. 7–44.

21. Koeberl C. The geochemistry and cosmochemistry of impacts. In: Holland H. D. and Turekian K. K. (eds.) // *Treatise on Geochemistry*, Second Edition. Oxford: Elsevier, 2014. V. 2. P. 73–118.

22. Melosh H. J. *Impact Cratering: A Geologic Process* // Oxford University Press. New York, 1989. 245 p.

23. Murray R. W., Buchholtz T., Brink M. R., Jones D. L., Gerlach D. C. and Russ G. P. Rare earths elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology*, 1990. V. 18. P. 286–271.

24. Muttik N., Kirsimäe K., Vennemann T. W. Stable isotope composition of smectite in suevites at the Ries crater, Germany: Implications for hydrous alteration of impactites // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010. V. 299. P. 190–195.

25. Osinski G. R. Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany // *Geofluids*, 2005. V. 5. No. 3. P. 202–220.

26. Osinski G. R., Tornabene L. L., Banerjee N. R., Cockell C. S., Flemming R. et al. Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars // *Icarus*, 2012. V. 224. P. 347–363.

27. Reimold W. U., Koeberl C. Impact structures in Africa: A Review African // *Earth Sciences, Journal of African Earth Sciences*, 2014. V. 93. P. 57–175.

28. Stoffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. Invited Review // *Meteoritics & Planetary Science*, 2017. P. 1–45.

29. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A. & Vasiliev A. L. Mysterious long-living ultrahigh-pressure or secondary impact crisis // *Scientific Reports*, 2020. V. 10. 2591 p.

30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989. V. 42. P. 313–345.

31. Velasco-Villareal M., Urrutia-Fucugauchi J., Rebolledo-Vieyra M., Perez-Cruz L. Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater — Implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011. V. 186. P. 154–171.

32. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // *American Mineralogist*, 1993. V. 78. P. 533–557.

References

1. Balashov Yu. A. *Geokhimiya redkozemelnykh elementov* (Geochemistry of rare earth elements). Moscow: Nauka, 1976, 286 p.

2. Vishnevskiy S. A. *Astroblemy* (Astroblemes). Novosibirsk: Nonparel, 2007, 288 p.

3. *Geologiya astrobleme* (Geology of astroblemes). Masaitis V. L., Danilin A. N., Mashak M. S., Raikhlin A. I., Selivanovskaya T. V., Shadenkov E. M. Leningrad: Nedra, 1980, 231 p.

4. Dubinina E. O., Chugayev A. V., Ikonnikova T. A., Avdeyenko A. S., Yakushev A. I. *Istochniki veshchestva i flyuidnyy rezhim formirovaniya kvarts-karbonatnykh zhil na mestorozhdenii zolota Sukhoi Log, Baykalo-Patomskoye nagor'ye* (Sources and fluid regime of quartz-carbonate veins at the Sukhoi Log gold deposit, Baikal-Patom Highland). *Petrology*, 2014, V. 22, No. 4, pp. 329–358.

5. Zarkhidze D. V., Piskun P. P., Krasnozhen A. S. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200000. Izdaniye vtoroye. Seriya Vaygachskoye Paykhoy'skaya. Listy R-41-XXVIII, XXIX (Ust'-Kara). Obyasnitelnaya zapiska* (State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Second edition. Vaygach-Paykhoy series. Sheets R-41-XXVIII, XXIX (Ust'-Kara). Explanatory letter). Moscow: Moscow branch of VSEGEI, 2017, 180 p.

6. Ivanova V. P., Kasatov B. K., Krasavina T. N., Rozinova E. L. *Termicheskiy analiz mineralov i gornykh porod* (Thermal analysis of minerals and rocks). Leningrad: Nedra, 1974, 399 p.

7. *Impaktnyye krateri na rubezhe mezozoya i kaynozoya* (Impact craters at the turn of the Mesozoic and Cenozoic) (Ed. V. L. Masaytis). Leningrad: Nauka, 1990, 185 p.

8. Masaytis V. L., Mashchak M. S., Raykhlin A. I., Selivanovskaya T. V. *Almazonosnyye impaktity Popigayskoy astroblemy* (Diamondiferous impactites of the Popigai astrobleme). St. Petersburg: VSEGEI, 1998, 178 p.

9. Naumov M. V. *Osnovnyye zakonomernosti postimpaktnogo gidrotermalnogo protsessa* (Main regularities of the post-impacted hydrothermal process). *Astronomical vestnik*, 1996, V. 30, No. 1, pp. 25–32.

10. Naumov M. V., Lyakhnitskaya V. D., Yakovleva O. A. *Sul'fidnaya mineralizatsiya v Popigayskoy impaktnoy structure* (Sulfide mineralization in the Popigai impact structure). *Dok. Akad. Nauk*, 2004, V. 399, No. 5, pp. 665–670.

11. Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Mikhailova A. I. et al. *Pretsizionnyy (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriyskikh mafitovykh kompleksov* (Precision (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of the composition of rocks and minerals: methodology and assessment of the accuracy of the results using the example of the Early Precambrian mafic complexes). *Transactions of Karelian Research Center of Russian Academy of Science*, 2015, No. 7, pp. 54–73.

12. Sergiyenko E. S., Tsel'movich V. A., Popov V. V., Tsibul'skaya A. E., Drabkina E. A., Petrov I. N. *Mikrostruktura, sostav i magnitnyye svoystva zyuvitov Karskoy astroblemy* (Microstructure, composition and magnetic properties of the suvites of the Kara astroblema). Paleomagnetism and magnetism of rocks. Materials of the International Seminar, St. Petersburg, 2010, pp. 227–233.

13. Shishkin M. A., Shkarubo S. I., Molchanova E. V., Markina N. V., Molchanova E. V. et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Yuzhno-Karskaya. List R-41 — Amderma. Ob'yasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series South Kara. Sheet R-41, Amderma. Explanatory letter). St. Petersburg: Cartographic factory VSEGEI, 2012, 383 p.

14. Shumilova T. G. *Mineralogiya samorodnogo ugleroda* (Mineralogy of native carbon). Yekaterinburg: Publishing House of the UB RAS, 2003, 318 p.

15. Yudovich Ya. E., Belyayev A. A., Ketris M. P. *Geokhimiya i rudogenez chernoslantsevyykh formatsiy Pay-Khoya* (Geochemistry and ore genesis of black-shale formations in Pai-Khoy). St. Petersburg: Nauka, 1998, 366 p.



16. Yudovich Ya. E., Ketris M. P. *Elementy-primesi v chernykh slantsakh* (Impurity elements in black shales). Yekaterinburg: UIF Nauka, 1994, 304 p.
17. Abramov O., Kring D. A. Numerical Modeling of an Impact-Induced Hydrothermal System at the Sudbury Crater. *J. Geophys. Res. (Planets)*, 2004, V. 109, pp. 10007–10023.
18. Chang Z., Large R. R., Maslennikov V. V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *Geology*, 2008, V. 36, No. 12, pp. 971–974.
19. Condie K. C., Wronkiewicz D. A. The Cr/Th ratio in pre-cambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, V. 97, pp. 256–267.
20. Distler V. V., Yudovskaya M. A., Mitrofanov G. L., Prokof'ev V. Yu., Lishnevskii E. N. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, 2004, V. 24, pp. 7–44.
21. Koeberl C. The geochemistry and cosmochemistry of impacts. In: Holland H. D. and Turekian K. K. (eds.). *Treatise on Geochemistry*, Second Edition. Oxford: Elsevier, 2014, V. 2, pp. 73–118.
22. Melosh H. J. *Impact Cratering: A Geologic Process*. Oxford University Press. New York, 1989, 245 p.
23. Murray R. W., Buchholtz T., Brink M. R., Jones D. L., Gerlach D. C. and Russ G. P. Rare earths elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 1990, V. 18, pp. 286–271.
24. Muttik N., Kirsimäe K., Vennemann T. W. Stable isotope composition of smectite in suevites at the Ries crater, Germany: Implications for hydrous alteration of impactites. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, V. 299, pp. 190–195.
25. Osinski G. R. Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany. *Geofluids*, 2005, V. 5, No. 3, pp. 202–220.
26. Osinski G. R., Tornabene L. L., Banerjee N. R., Cockell C. S., Flemming R. et al. Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus*, 2012, V. 224, pp. 347–363.
27. Reimold W. U., Koeberl C. Impact structures in Africa: A Review African. *Earth Sciences, Journal of African Earth Sciences*, 2014, V. 93, pp. 57–175.
28. Stoffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Invited Review. Meteoritics & Planetary Science*, 2017, pp. 1–45.
29. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A. & Vasiliev A. L. Mysterious long-living ultrahigh-pressure or secondary impact crisis. *Scientific Reports*, 2020, V. 10, 2591 p.
30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, V. 42, pp. 313–345.
31. Velasco-Villareal M., Urrutia-Fucugauchi J., Rebolledo-Vieyra M., Perez-Cruz L. Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater — Implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, V. 186, pp. 154–171.
32. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 1993, V. 78, pp. 533–557.

Поступила в редакцию / Received 25.10.2021



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.24

DOI: 10.19110/geov.2021.11.2

Дискретность земной коры, энергоемкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России

Ю. Г. Кутинов, Т. Я. Беленович, З. Б. Чистова

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени акад. Н. П. Лаверова УрО РАН, Архангельск
kutinov@fciarctic.ru; belenovichtya@yandex.ru; zchistova@yandex.ru

В статье приводятся результаты расчетов коэффициентов дискретности и энергоемкости мегаблоков, трансблоковых зон и узлов их пересечения на территории Европейского Севера России (Балтийский щит и север Русской плиты). Проведены расчеты поверхностной плотности разломов и функции дробления («блочности») мегаблоков, трансблоковых зон и узлов их пересечения. Анализ полученных параметров показал, что для сейсмоактивных зон и узлов их пересечения характерны высокие значения исследуемых параметров, сопоставимые со значениями, типичными для Арктического сейсмического пояса. Таким образом, можно говорить о пространственной связи блоков повышенной дискретности, энергоемкости и поверхностной плотности разломов с топографическим положением землетрясений.

Ключевые слова: Европейский Север России, блоки земной коры, дискретность, энергоемкость, сейсмичность.

Discreteness of the Earth's crust, energy consumption of blocks and seismicity of the European North of Russia

Y. G. Kutinov, T. Ya. Belenovitch, Z. B. Chistova

N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the UB RAS, Arkhangelsk

The article presents results of calculations of the coefficients of discreteness and energy consumption of megablocks, trans-block zones and intersection nodes in the territory of the European North of Russia (the Baltic Shield and the North of the Russian Plate). Calculations of fault surface density and the crushing («blockiness») function are carried out. Analysis of the obtained parameters showed that seismically active zones and nodes of their intersection are characterized by high values of the studied parameters comparable to the values typical for the Arctic seismic belt. Thus, we can talk about the spatial connection of blocks with increased discreteness, energy saturation and surface density of the fault with the topographic position of earthquakes.

Keywords: the European North of Russia, blocks of the Earth's crust, Energy consumption, seismicity.

Введение

Изучение иерархической дискретности земной коры связано с именами Л. И. Красного [8], М. А. Садовского [15, 16], В. Ф. Писаренко [17] и ряда других исследователей. На основе их исследований создана система структурной организации как Земли в целом, так и отдельных ее регионов. Установлено, что земная кора дискретна и имеет четко выраженное слоисто-блоковое строение. Среднее расстояние между границами отдельных геоблоков в системе подчиняется закону, выраженному следующей зависимостью:

$$L_{i+1}/L = K, \quad (1)$$

где K — масштабный коэффициент перехода от одного масштаба блоков к другому (от 2 до 5, в среднем —

3.5), отражающий дискретность земной коры при расчете для ее конкретных структур; L_i — максимальная ширина исследуемого геоблока; L_{i+1} — максимальная ширина геоблока следующего порядка.

Как отмечал М. А. Садовский, «разброс значений K указывает на то, что отмечаемое подобие несколько условно и имеет характер статистический» [16, с. 322].

Им было сформулировано положение о том, что геологическая среда всегда находится в критическом энергонасыщенном состоянии, во всяком случае ниже глубины 5—6 км, и основные сейсмические события всегда происходят только по межблоковым структурам [16]. Геомеханики и тектонофизики, изучающие характер деформирования земной коры под воздействием тектонических нагрузок, пришли к выводу, что

Для цитирования: Кутинов Ю. Г., Беленович Т. Я., Чистова З. Б. Дискретность земной коры, энергоемкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 16–24. DOI: 10.19110/geov.2021.11.2.

For citation: Kutinov Y. G., Belenovitch T. Ya., Chistova Z. B. Discreteness of the Earth's crust, energy consumption of blocks and seismicity of the European North of Russia. Vestnik of Geosciences, 2021, 11(323), pp. 16–24, doi: 10.19110/geov.2021.11.2.



сложная блоковая структура верхней части литосферы является результатом распределения диссипированной механической энергии [13]. Различные структуры земной коры приспосабливаются к передаче энергии на более низкие иерархические ступени, вплоть до возникновения некоторого динамического равновесия. Но новая флуктуационная волна энергии, поступающая извне, формирует новое движение, новую организацию. Все это и определяет автомодельные процессы упорядочения структуры, самоорганизацию системы, состоящей из блоков и отдельных горных пород разного порядка. И поэтому, как полагал М. А. Садовский [15, 16], горную породу можно рассматривать как часть значительно более широких природных открытых систем, способных к самоорганизации за счет энергии, поступающей извне. Т. е. эти структуры находятся в колебательном режиме с меняющимся напряженно-деформированным состоянием.

В свете вышеизложенного актуальным является исследование дискретности земной коры, энергоемкости блоков и плотности разломов, характерных для блоков земной коры, и, как следствие, отражение блоков с разными параметрами в геоморфометрических характеристиках современного рельефа. Необходимо понять, являются ли эти блоки морфоструктурными и можно ли в дальнейшем использовать цифровое моделирование рельефа для их выделения. Авторы в своей работе исходили из положения о сложной структуре разломов как геологических тел. В зависимости от ранга тектонической структуры блоки и трансблоковые зоны сами являются межблоковыми структурами определенного ранга, ограничивающими более крупные структуры земной коры. Блочная структура и наличие выраженных разноориентированных движений индивидуальных и консолидированных блоков приводят к мозаичному, пространственно неоднородному распределению характеристик среды. То есть дискретность литосферы характеризуется сложным сочетанием разных по знаку, направленности и интенсивности тектонических движений, запечатленных в современном строении земной коры. Как следствие, это отражается на таких параметрах, как коэффициент дискретности, значение энергоемкости тектонических структур и индекс расчлененности современного рельефа, а также на сейсмической активности геологических блоков.

Методика исследований

Нами были проведены расчеты коэффициента дискретности для основных мегаблоков Европейского Севера России (Мурманского, Беломорского) и трансблоковых зон (Хибинской и Балтийско-Мезенской), а также узлов их сочленения, выделенных по геолого-геофизическим данным (рис. 1). Эти структуры характеризуются максимальным количеством зарегистрированных сейсмических событий (рис. 2).

Коэффициент дискретности, характерный для взаимоотношения блоков разных порядков, рассчитывался по формуле (1). Значения K_{cp} , характерные для мегаблоков и трансблоковых зон, рассчитывались как среднее арифметическое по формуле (2):

$$K_{cp} = \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n K_i). \quad (2)$$

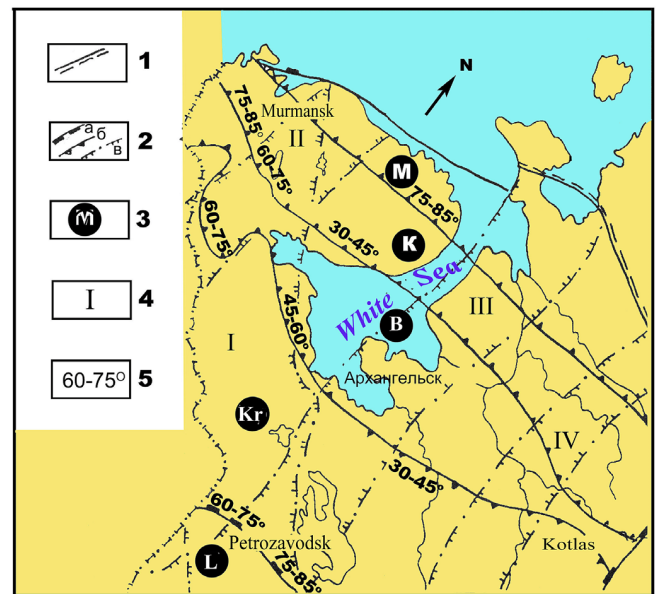


Рис. 1. Схема разломно-блоковой тектоники Европейского Севера России [11]:

1 — западная граница Тиманского поднятия; 2 — разломы, ограничивающие: а) геоблоки, б) мегаблоки, в) трансблоковые зоны; мегаблоки и их индексы: М — Мурманский, К — Кольский, В — Беломорский, Kr — Карельский, L — Ладожский; 4 — трансблоковые зоны: I — Ладожско-Баренцевоморская, II — Хибинская, III — Балтийско-Мезенская, IV — Вельско-Цильменская; 5 — расчетные углы падения поверхностей разломов

Fig. 1. Scheme of fault-block tectonics of the European North of Russia [11]:

1 — the western border of the Timan uplift; 2 — faults that limit: geoblocks (a), megablocks (b), transblock zones (c); the megablocks and their indices: M — Murmansk, K — Kolsky, B — Belomorsky, Kr — Karelian, L — Ladoga; 4 — transblock zones: I — Ladoga-Barents Sea, II — Khibiny, III — Baltic-Mezen, IV — Velsko-Tsilmen'skaya; 5 — calculated angles of fall of fault surfaces

Для расчетов коэффициента дискретности нами использовались карты блокового строения восточной части Балтийского щита [14]. Для территории севера Русской плиты была задействована карта из материалов отчета В. З. Березовского и др. из фондов Архангельского филиала ФБУ «ТФИ по СЗФО»*. Результаты расчетов приведены ниже.

По геолого-геофизическим данным докембрийский фундамент региона и перекрывающий его плитный покров относятся к двум геоблокам: Карело-Кольскому и Белорусско-Балтийскому [4]. Карело-

* Составление карт глубинного строения и прогноза кимберлитового магматизма севера Восточно-Европейской платформы м-ба 1:1 000 000: Отчет по теме А.И.1/601(5) / В. З. Березовский, В. Н. Ширококов, Л. В. Губайдуллина и др. Архангельск: АПГО, 1988. 146 с.

Sostavlenie kart glubinnogo stroenija i prognoza kimberritovogo magmatizma severa Vostochno-Evropskoj platformy m-ba 1:1000000 (Mapping of the deep structure and forecast of kimberlite magmatism in the north of the East European platform scale 1:1000000). Berezovskij V. Z., Shirobokov V. N., Gubajdullina L. V. et al. Report on A. I. 1/601(5). Arhangelsk, APGO, 1988, 146 p.

Кольский геоблок состоит из четырех мегаблоков (Мурманского, Кольского, Беломорского и Карельского), различающихся по возрасту консолидации, составу докембрийской коры и характеру граничных поверхностей (рис. 1). Зоны сочленения этих мегаблоков обладают повышенной мощностью земной коры (до 50 км) и трассируются не только на территории Балтийского щита, но и в пределах Русской плиты. Блоки более высоких порядков (III и IV) различаются по глубинному строению и структурно-вещественным типам слагающих их комплексов. Границы блоков III-IV порядков представлены линейными зонами разломов [4]. Характерной особенностью региона является наличие трансрегиональных трансблоковых тектонических зон (рис. 2): субмеридиональной Ладожско-Балтийско-Мурманской и северо-восточных — Хибинской, Балтийско-

Мезенской и Вельско-Цильменской, являющихся линейными разломно-блоковыми [4] структурами. Нами было принято условие, что выделенные по высокой сейсмической активности Мурманский и Беломорский мегаблоки, Хибинская и Балтийско-Мезенская трансблоковые зоны являются блоками I порядка.

Результаты расчета дискретности мегаблоков, дополненные расчетами их энергоёмкости, по мнению авторов, позволяют уточнить современную геодинамику земной коры и проявление внутриплитной сейсмичности.

Формула расчета энергоёмкости:

$$W_{э/с} = \frac{1}{2} \cdot \frac{3(3M-E)}{ME} (\rho g H)^2 + \frac{1}{2M} \cdot \left(\frac{E_c}{V} \right)^2, \quad (3)$$

где M — модуль сдвига; E — модуль Юнга; ρ — плотность породы; g — ускорение свободного падения; H — глубина залегания слоя; E_c — сейсмическая энергия землетрясения; V — объем блока.

При умножении на объем мегаблока или трансблоковой зоны получается значение полной энергоёмкости исследуемой структуры.

Ниже приведен пример расчета [3]:

$H = 40$ км; $E = 7.7 \cdot 10^5$ кгс/см² = $7.7 \cdot 10^8$ гс/см²; $\rho = 3.38$ г/см³ (средняя плотность горных пород земной коры равна 2.8 г/см³); $V_s = 8 \cdot 10^5$ см/сек; $H = 4 \cdot 10^6$ см; $g = 9.8 \cdot 10^2$ см/сек²; при этом модуль сдвига $M = V_s^2 \cdot \rho$, (V_s — скорость поперечной сейсмической волны); $W_{э/с} = 9.8 \cdot 10^{11}$ эрг/м³.

Для уточнения структуры вышеперечисленных мегаблоков, трансблоковых зон и узлов их сочленения были рассчитаны поверхностная плотность разломов и функция дробления по А. Н. Колмогорову [7].

Для выделения участков повышенной плотности использовалась схема глубинных структурообразующих разломов под редакцией Д. М. Мильштейна [18] масштаба 1:10000000. Методом прямоугольного «скользящего окна» была подсчитана их плотность (количество разломов) независимо от ранга. Размер «окна» составил 100×100 км с перекрытием в 50 км (для избежания влияния краевых эффектов). Подсчитанные значения присваивались центру «окна». Изолиниями были ограничены участки с одинаковыми значениями. В результате полученные значения определялись как значения поверхностной плотности разломов (10^{-4} разлом/км²).

Обычно в качестве искомого параметра выбирается характерный размер трещины (на локальном уровне) или «блочность» — характерный размер «блока», высекаемого сетью трещин в монолите [6]. В данном исследовании нами под «блочностью» горных пород понимается совокупность блоков, «высекаемых» ограничивающими их разломами. При поисках теоретической модели для распределения «блочности» активно обсуждается гипотеза логарифмически нормального закона. Эта модель была предложена А. Н. Колмогоровым [7] для результатов дробления горных пород. Она аналитически объясняет возникновение логнормального распределения размеров блоков при дроблении монолита горных пород. В нашем случае суть этой модели излагается по А. И. Иванову [6]. Рассматривается квазиоднородный участок сети разломов (в нашем случае структурообразующих) фиксированного ранга в пределах блока. Квазиоднородность означает, что линейная плотность разломов в каждом

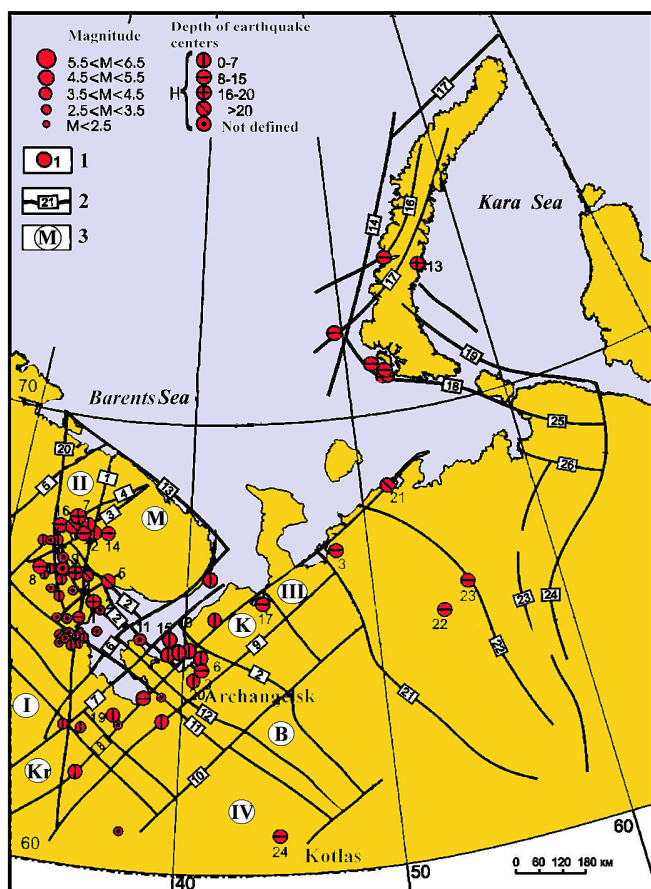


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений севера европейской части России за 1467–1995 гг. (по: [19] с дополнениями).

1 — номера ощутимых землетрясений; 2 — главные разломы; 3 — мегаблоки и трансблоковые зоны и их индексы: М — Мурманский, К — Кольский, В — Беломорский, Кр — Карельский, Л — Ладожский; трансблоковые зоны: I — Ладожско-Балтийско-Мурманская, II — Хибинская, III — Балтийско-Мезенская, IV — Вельско-Цильменская

Fig. 2. Map of the epicenters of earthquakes in the North of the European part of Russia for 1467–1995 (by: [19] with add-on).

1 — numbers of tangible earthquakes; 2 — main faults; 3 — mega-blocks and transblock zones and their indices: М — Murmansk, К — Kolsky, В — Belomorsky, Кр — Karelian, Л — Ladoga; trans-block zones: I — Ladoga-Barents Sea, II — Khibiny, III — Baltic-Mezen, IV — Velsko-Tsilmenskaya



фиксированном направлении подчинена закону Пуассона, параметр λ которого определяется через тензор ориентации трещиноватости на данном участке. Тогда расстояние между соседними трещинами/разломами (L) в этом же направлении распределено по экспоненциальному закону с тем же параметром λ . При выборе трех взаимно ортогональных направлений (простираций) мы получаем три независимых пуассоновских потока. Расстояние в каждом из них между соседними точками деления меняется экспоненциально с параметром λ_k , (где $k = 1, 2, 3$), определяемым густотой трещин (разломов) в соответствующем направлении (простирации).

В качестве статистической меры «блочности» квазиоднородного участка [6] выступает произведение расстояний между точками деления в направлениях 1, 2, 3 соответственно:

$$B = L_1 \cdot L_2 \cdot L_3, \quad (4)$$

где B [6] изменяется в интервале $0 \div 1$, так как длины в произведении (4) были масштабированы на единицу.

Выбор такой меры становится понятным, если представить трещиноватость участка как три взаимно перпендикулярные серии трещин с густотами λ_k , $k = 1, 2, 3$. Для упрощения длины во всех трех направлениях были масштабированы на единицу [6, с. 365].

При условии, что сомножители распределены по экспоненциальному закону, закон распределения будет иметь следующий вид:

$$f(B) = \frac{1}{2} \ln^2 B. \quad (5)$$

Формула (5) была нами применена при расчетах функции дробления («блочности»).

Связь сейсмичности с действующими в земной коре и литосфере тектоническими напряжениями общеизвестна. В связи с этим небезынтересно остановиться на анализе изгибных деформаций земной коры. На первой стадии исследования нами были выделены участки (блоки) устойчивого направления максимальной главной кривизны изгибных деформаций, представленной на карте [5] в виде прямых линий. Эти линии были помещены на стереографическую проекцию верхней полусферы сетки Вульфа в азимутах их простираций от направления на север по часовой стрелке. В пределах выделенных участков (блоков) строились сводные розы-диаграммы направлений кривизны изгибных деформаций, вызванных современными вертикальными движениями земной коры.

Далее нами был проведен расчет отражения структур фундамента в современном рельефе для выделения прямых и обратных форм отражения. Для этого использовалась подготовленная цифровая модель рельефа (ЦМР) ASTER GDEM v.2 и карта поверхности фундамента м-ба 1:1000000 [12]. Более подробно принципы выбора модели, программного обеспечения и методики обработки изложены в работе авторов [10]. Методика расчета описана в работе [12].

Затем был рассчитан индекс расчлененности рельефа на всю территорию Архангельской области. Индекс расчлененности рельефа (TRI) служит для объективной количественной оценки изрезанности (неоднородности) рельефа. Значение индекса расчлененности рельефа рассчитывалось по формуле из работы [20]:

$$TRI = \sqrt{\sum (h_{0,0} - h_{i,j})^2}, \quad (6)$$

где $h_{0,0}$ — значение высоты рассматриваемой ячейки ЦМР; $h_{i,j}$ — значения высот каждой из 8 смежных ячеек.

Чем выше TRI , тем выше среднее квадратичное отклонение высот соседних ячеек от высоты рассматриваемой ячейки, что геометрически интерпретируется как большая расчлененность рельефа. Высота ячейки измеряется относительно некоторого фиксированного уровня, принятого нулевым в зависимости от исходной ЦМР региона, в т. ч. и от уровня моря.

Результаты исследований

Результаты расчетов коэффициента дискретности для основных мегаблоков Европейского Севера России (Мурманского, Беломорского) и трансблоковых зон (Хибинской и Балтийско-Мезенской), а также для узлов их сочленения показали, что исследуемые тектонические структуры и узлы их пересечения характеризуются довольно высокими значениями ($K_{max} = 2.32 - 2.64$). Максимальные значения коэффициента дискретности (K_{max}) в пределах исследуемой территории (рис. 1) характерны для Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны и, следовательно, узла их пересечения/сочленения. В целом, получены следующие значения коэффициента дискретности: Мурманский мегаблок — 2.53, Беломорский мегаблок — 2.64, Хибинская трансблоковая зона — 2.63, сочленение Беломорского мегаблока и Хибинской зоны — 2.35, сочленение Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны — 2.42. Таким образом, исследуемые сейсмоактивные зоны (рис. 1, 2) и узлы их пересечения характеризуются высоким коэффициентом дискретности. Много это или мало? Следует отметить, что максимум коэффициента дискретности ($K = 5.0$) приходится на такие сеймотектонические пояса, как Тихоокеанский, Кавказский и др. [1].

Расчеты энергоемкости блоков земной коры в пределах севера Русской плиты [2] показали, что значения $W_{3/c}$ в пределах сейсмически активного Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны равны $(22 - 24) \cdot 10^9 \text{ Дж/м}^3$ при средних значениях $(15 - 17) \cdot 10^9 \text{ Дж/м}^3$. Аналогичные расчеты были проведены и для хребтов Гаккеля и Книповича в пределах Арктического сейсмического пояса [9]. Значения сдвиговых деформаций хр. Гаккеля варьируют в пределах $(24 - 26) \cdot 10^9 \text{ Дж/м}^3$; для хребта Книповича — $(20 - 24) \cdot 10^9 \text{ Дж/м}^3$. Как видно, значения практически идентичны, что говорит о схожести современных геодинамических режимов (преобладание растяжения) вышеперечисленных структур [9, 11, 12].

Максимальное значение поверхностной плотности разломов для исследуемого региона достигало $5 \cdot 10^{-4}$, минимальное — $2 \cdot 10^{-4}$ разлома на км^2 , за исключением отдельных локальных участков, где значения были равны $1 \cdot 10^{-4}$ разлома на км^2 (рис. 3, А).

Как видно, наибольшую площадь исследуемой территории занимают участки со значениями поверхностной плотности $3 - 4 \cdot 10^{-4}$ разлома на км^2 . Локальные участки с максимальным значением плотности имеют северо-западное и северо-восточное простираения, совпадающие с простираениями Беломорского мега-

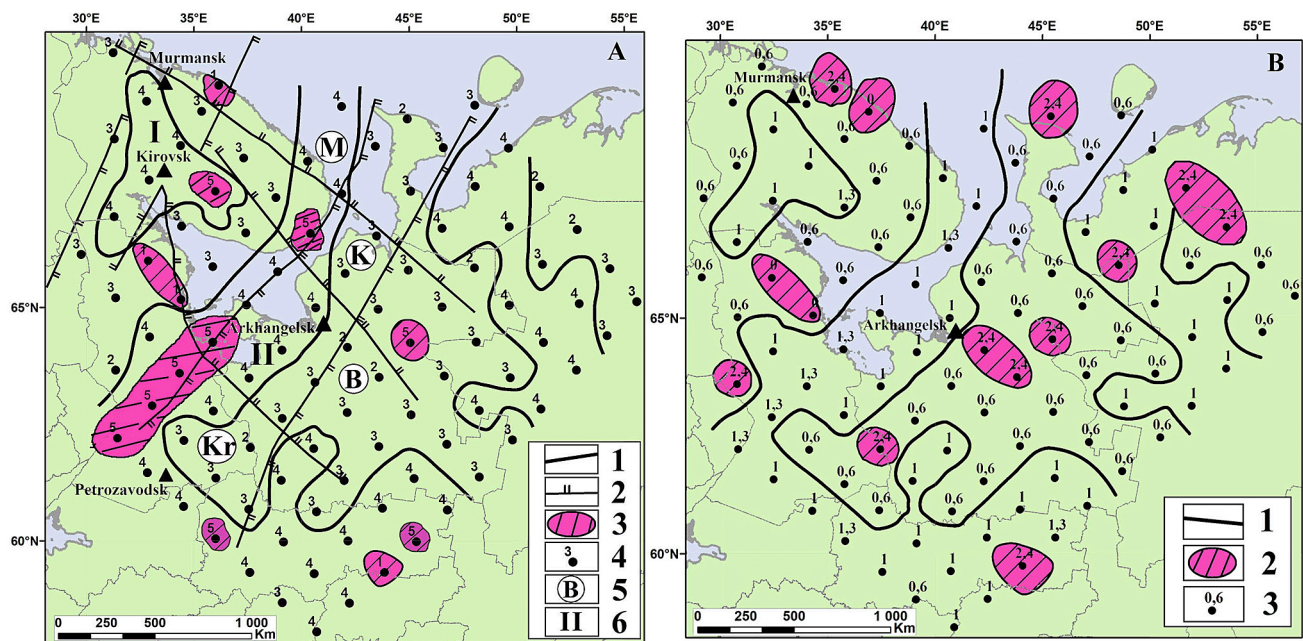


Рис. 3. Карты поверхностной плотности разломов и значений функции дробления («блочности»):

А — карта поверхностной плотности разломов: 1 — изолинии, разделяющие участки различных значений их плотности, в 10^{-4} разлом/км²; 2 — разломы, ограничивающие мегаблоки и трансблоковые зоны; 3 — участки минимальных и максимальных значений плотности; 4 — суммарное количество разломов в ячейке; 5 — мегаблоки: М — Мурманский, К — Кольский, В — Беломорский, Кр — Карельский; 6 — трансблоковые зоны: I — Хибинская, II — Балтийско-Мезенская;

В — схема значений функции дробления («блочности»): 1 — изолинии значений функции дробления; 2 — участки минимальных и максимальных значений; 3 — значения функции дробления в «окнах»

Fig. 3. Maps of surface density fault and values of the crushing function («blockiness»):

Map of surface fault density (A): 1 — isolines separating areas of different values of their density (10^{-4} fault/km²); 2 — faults limiting megablocks and transblock zones; 3 — areas of minimum and maximum density values; 4 — the total number of faults in the cell; 5 — megablocks: M — Murmansk, K — Kolsky, B — Belomorsky, Kr — Karelian; 6 — transblock zones: I — Khibiny, II — Baltic-Mezen;

Scheme of values of the crushing function («blockiness») (B): 1 — isolines of values of the fault density function; 2 — areas of minimum and maximum values; 3 — values of the crushing function in «windows»

блока Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны соответственно. Естественно, полученные данные и не должны быть одинаковыми для всей территории, поскольку плотность характеризует в определенной степени раздробленность участка, выделенного по сумме разломов. В тоже время на схеме глубинных разломов [18] каждый разлом представлен индивидуально, что не дает интегральной площадной характеристики блоков. Идея наших расчетов состояла в том, чтобы выделить участки с максимальной поверхностной плотностью разломов, т. е. откартировать относительно раздробленные участки (блоки). Имея такую карту, можно охарактеризовать те же мегаблоки и морфоструктурные узлы, о которых говорилось выше. К примеру, Беломорский мегаблок, у которого наиболее высокий коэффициент дискретности (2.64), на всем своем протяжении с северо-запада на юго-восток делится на 4 участка с различными значениями плотности разломов. Участки максимальной и минимальной поверхностной плотности чередуются с северо-запада на юго-восток так: $4-5 \cdot 10^{-4}$, $3 \cdot 10^{-4}$, $4-5 \cdot 10^{-4}$, $3-2 \cdot 10^{-4}$ разлома на км². То же самое можно сказать и о других мегаблоках, только значения поверхностной плотности там другие. Так, сочленение Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской зоны характеризуется сравнительно высоким значением коэффициента дискретности (2.42), а сочленение того же Беломорского мега-

блока с Хибинской трансблоковой зоной — 2.35. Однако по значению поверхностной плотности разломов картина выглядит иначе. В первом случае это значение варьируется от 4 до $2 \cdot 10^{-4}$ разломов на км², а во втором — $4-5 \cdot 10^{-4}$ разломов на км². Авторы отдают себе отчет в том, что указанные цифры относительно и зависят от используемой при расчетах детальности схемы глубинных разломов, выделенных по геофизическим данным определенного масштаба, т. е. от ранга анализируемых разломов. Тем не менее в первом приближении они наглядно отражают общую картину для тектонических нарушений и блоков определенных рангов.

На рис. 3, В представлена схема значений функции дробления («блочности»), рассчитанных по формуле (5), в ячейках 100×100 км. Изолиниями разграничены участки различных значений функции. Максимальные значения достигают 2.4, а минимальные — 0 (преобладающие значения — 0.6). В основном значение функции распределения варьируется от 0.6 до 1.3. При сопоставлении двух схем (рис. 3, А и В) видно, что контуры изолиний практически совпадают. Подобное совпадение говорит о том, что подсчет разломов непосредственно по схеме зон глубинных разломов и расчеты функции дробления («блочности») указывают однозначно на одни и те же минимально и максимально раздробленные участки земной коры в пределах исследуемой территории. Это совпадение



вполне объяснимо, т. к. при расчетах использовались структурообразующие разломы. Однако на локальном уровне (с наличием аномальных участков) различия все же есть.

По мнению ряда авторов [5, с. 230], «связь сейсмичности с действующими в земной коре тектоническими напряжениями несомненна», и для ее установления продуктивным является анализ тензорных характеристик современных изгибных деформаций.

При анализе характера изгибных деформаций (рис. 4) отмечено, что на исследуемой территории выделяются в основном протяженные зоны северо-западного простирания однонаправленного максимального изгиба блоков земной коры, пространственно совпадающие с Онего-Кандалакшским грабеном, испытывающим активизацию [12] на современном этапе.

Анализ карты направлений максимальной главной кривизны изгиба земной коры в узле пересечения Беломорского блока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны показал, что максимальные изгибные деформации здесь отмечаются в азимутах 20–40° и соответственно 200–220° (рис. 4).

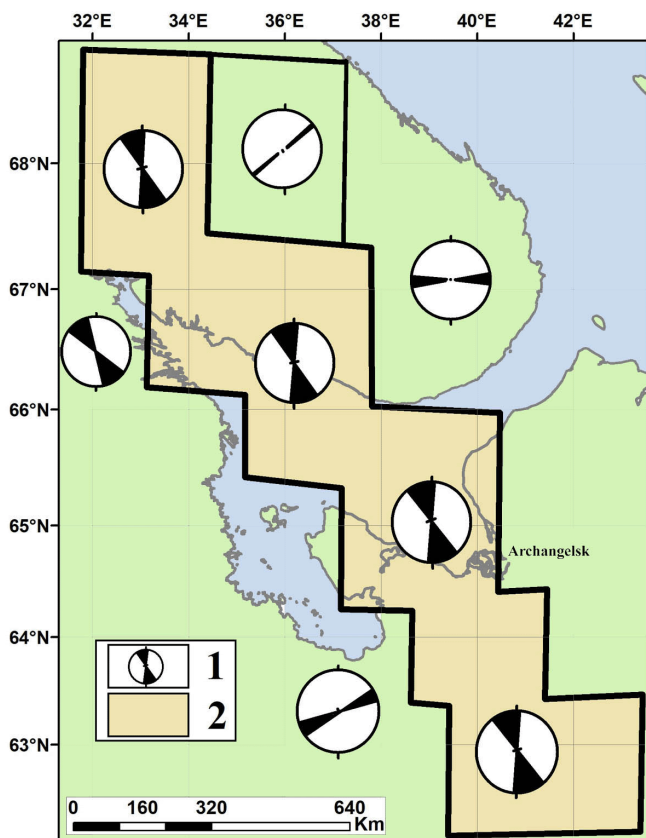


Рис. 4. Сводные розы-диаграммы (в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа) направлений, вызванных новейшими движениями земной коры:

1 — розы-диаграммы; 2 — зона устойчивого максимального изгиба блоков

Fig. 4. Summary rose-diagrams (in projection on the upper hemisphere of the Wolfe grid) directions caused by the latest movements of the earth's crust:

1 — rose-diagrams; 2 — zone of stable maximum bending of blocks

Выше было отмечено, что зона максимальных изгибных деформаций в пределах севера Русской плиты выделяется в северо-западном направлении. Таким образом, сравнивая простирание мегаблока и трансблоковой зоны с ориентацией плоскостей разрыва в групповых механизмах очагов землетрясений, не трудно заметить, что в случае взброса и взбрососдвига их направления совпадают [12]. Так, в случае взброса простирание обеих плоскостей ориентировано вдоль Беломорского мегаблока, а в случае взбрососдвига — вдоль Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны.

При сопоставлении данных по изгибным деформациям с картой отражения кристаллического фундамента в современном рельефе (рис. 5) отчетливо видно, что узел пересечения Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской зоны выделяется в обратных формах отражения фундамента, а сама Балтийско-Мезенская зона разделяется на 2 части: обратные формы на юго-западе и прямые на северо-востоке. Беломорский мегаблок характеризуется сложным чередованием форм отражения.

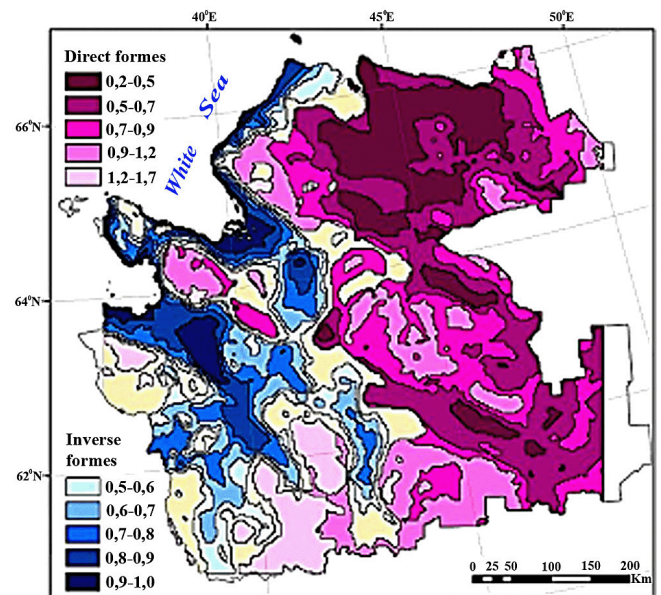


Рис. 5. Прямые и обратные формы отражения структур фундамента в дневном рельефе в переходных и дискретных цветах [12]

Fig. 5. Direct and inverse forms of reflection of foundation structures in the daytime relief in transitional and discrete colors [12]

На карте индекса расчленённости рельефа (рис. 6) вышеперечисленные структуры отражаются достаточно отчетливо, причем пониженными значениями индекса. Это показывает слабую проницаемость для энергомассопереноса пород кристаллического фундамента и, соответственно, перекрывающих пород и, как следствие, повышенную способность накопления сейсмической энергии. Наследование структур фундамента в осадочном чехле и структуре поверхности современного рельефа авторами было доказано в более ранних работах [11, 12]. Причем наблюдается тот же характер, что и в отражении фундамента, т. е. Балтийско-Мезенская зона отчетливо разделяется на две части: с пониженными значениями матрицы раз-

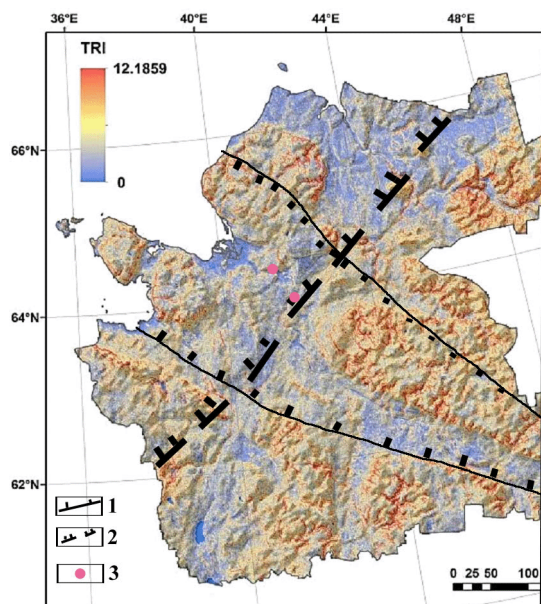


Рис. 6. Индекс расчлененности рельефа (TRI) (размер ячейки 1920×1920 м) (по: [12]).

1 — граница Беломорского мегаблока, 2 — граница Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны, 3 — новые землетрясения, зафиксированные Архангельской сейсмической сетью

Fig. 6. Terrain Ruggedness Index (TRI) (cell size 1920×1920 m) (by: [12]).

1 — Border of Belomorsky megablock, 2 — Border of Baltic-Mezen transblock zone, 3 — new earthquakes recorded by the Arkhangelsk seismic network

ницы и суммы нормированных высот рельефа дневной поверхности и глубин фундамента на юго-западе и относительно повышенными на северо-востоке.

Выводы

Широко используемые в настоящее время методы изучения приповерхностных структур земной коры, основанные на дискретных измерениях механических параметров (значений дифференциальных движений, различного вида деформаций и их производных) в отдельных участках (блоках), не позволяют получать целостную картину поведения сложноструктурированной геологической среды.

Проведенные нами расчеты показали, что наиболее сейсмоактивные структуры характеризуются повышенными значениями коэффициента дискретности и энергоемкости, т. е. для их активизации нужно минимальное приложение сил воздействия. Согласно карте сопоставления блоковой тектоники (рис. 1) и сейсмичности (рис. 2), основные землетрясения произошли в узле сочленения Беломорского мегаблока северо-западного простирания с Балтийско-Мезенской трансблоковой зоной северо-восточного простирания, что подтверждается нашими расчетами.

Значения поверхностной плотности разломов и функции дробления («блочности») говорят о сложном блоковом строении структур, причем участкам с повышенными значениями энергоемкости соответствуют участки с пониженными значениями поверх-

ностной плотности разломов. Таким образом, это структуры, предрасположенные к накоплению сейсмической энергии.

Сравнивая простирания Беломорского мегаблока и Балтийско-Мезенской трансблоковой зоны с ориентацией плоскостей разрыва в групповых механизмах очагов землетрясений нетрудно заметить, что в случае взброса и взбрососдвига направления их совпадают. Следовательно, можно предположить, что на современном геологическом этапе наиболее подвижным в тектоническом отношении является Беломорский мегаблок. Он же, согласно карте эпицентров землетрясений Европейского Севера (рис. 2), является наиболее сейсмически активным.

Анализ характера отражения структур фундамента в современном рельефе и пространственные особенности распределения значений индекса расчлененности рельефа подтверждают выводы о сложном блоковом строении структур и о разном характере их напряженно-деформированного состояния.

Повышенная поверхностная плотность разломов, дискретность и высокая энергоемкость блоков земной коры, пространственно совпадающая с положением землетрясений, говорят о возможности применения вышеперечисленных параметров для прогноза сейсмоактивных структур. Особенно это актуально для платформенных структур, характеризующихся землетрясениями с малыми магнитудами, не регистрируемыми существующими сейсмическими сетями. Последние результаты Архангельской сейсмической сети, зафиксировавшей новые землетрясения (рис. 6), подтверждают сделанный нами вывод.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН № гос. регистрации АААА-А18-118012390305-7.

Литература

1. Ананьин И. В. Сейсмическая опасность и экономический ущерб от землетрясений на Восточно-Европейской платформе // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы междунар. конф. Воронеж, 2001. С. 26—27.
2. Беленович Т. Я. О напряженно-деформируемом состоянии земной коры Срединно-Арктического хребта // Вестник Поморского гос. ун-та. Сер. Естественные и точные науки. 2005. № 2 (8). С. 12—18.
3. Беленович Т. Я. Дискретность земной коры Европейского Севера России и сейсмичность // Уральский геологический журнал. 2021. № 3 (141). С. 11—20.
4. Билибина Т. В. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 22—29.
5. Грачев А. Ф., Магницкий В. А., Мухамедиев Ш. А., Юнга С. Л. Тензорные характеристики неотектонических изгибных деформаций и кривизны поверхности фундамента литосферы Восточно-Европейской платформы // ДАН. 1995. Т. 340. № 3. С. 389—395.
6. Иванов А. И. Об иерархии масштабных уровней трещиноватости // Сергеевские чтения: Материалы годичной сессии РАН. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2001. С. 364—366.



7. Колмогоров А. Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении // ДАН СССР, 1941. Т. 31. С. 99–101.

8. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

9. Кутинов Ю. Г., Беленович Т. Я., Чистова З. Б. Современная геодинамика Арктического нефтегазоносного супербассейна // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 9. С. 1307–1336.

10. Кутинов Ю. Г., Минеев А. Л., Полякова Е. В., Чистова З. Б. Выбор базовой цифровой модели рельефа (ЦМР) равнинных территорий Севера Евразии и её подготовка для геологического районирования (на примере Архангельской области). Пенза: Социосфера, 2019. 176 с.

11. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: Правда Севера, 2004. 283 с.

12. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Полякова Е. В., Минеев А. Л. Применение цифровых моделей рельефа (ЦМР) для выделения тектонических структур древних платформ (на примере северо-запада Русской плиты). Пенза: Социосфера, 2020. 378 с.

13. Кунтцель В. В., Семаков Е. И., Корженевский Б. И., Симонова И. Ю. Структурно-тектонические особенности Крымского региона и их влияние на экзогенные геологические процессы // Геоэкология. 1993. № 6. С. 94–99.

14. Металлогения восточной части Балтийского щита: Комплект карт / Отв. ред. Т. В. Билибина и др. М.: Аэрогеология, 1979.

15. Садовский М. А. Автомодалность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3–12.

16. Садовский М. А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва / Отв. ред. В. В. Адушкин. М.: Наука, 2004. 440 с.

17. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

18. Схема зон глубинных разломов территории СССР (по геофизическим данным) / Е. М. Ананьева и др. Ред. Д. М. Мильштейн. М.: Мингео СССР, 1979.

19. Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Сейсмичность севера европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура: Материалы междунар. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2000. С. 276–277.

20. Reily Shawn J., DeGloria Stephen D., Elliot Robert A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity // Intermountain Journal of Science, 1999. Vol. 5(1–4). P. 23–27.

Reference

1. Anan'in I. V. *Seismicheskaja opasnost i jekonomicheskij ushherb ot zemletrjasenij na Vostochno-Evropskoj platforme* (Seismic hazard and economic damage from earthquakes on the Eastern European platform). *Sovremennaja geodinamika, glubinnoe stroenie i seismichnost' platformennyh territorij i sopredel'nyh regionov*. (Modern geodynamics, deep structure and seismicity of platforms and adjacent areas). Proceedings of conference. Voronezh, 2001, pp. 26–27.

2. Belenovich T. Ja. *O naprjazhenno-deformirovannom sostojanii zemnoj kory Sredinno-Arkticheskogo hrebta* (On the stress-strain state of the earth's crust of the Mid-Arctic Ridge). *Vestn.*

Pomor. gos. un-ta. Ser. Estestv. i toch. nauki (Bulletin of the Pomeranian State University. Series of Natural and Exact Sciences), 2005, No. 2 (8), pp. 12–18.

3. Belenovich T. Ja. *Diskretnost zemnoj kory Evropejskogo Severa Rossii i seismichnost* (Discreteness of the earth's crust of the European North of Russia and seismicity). *Ural Geological Journal*, 2021, No. 3(141), pp. 11–20.

4. Bilibina T. V. *Blokovaja tektonika i geodinamika zemnoj kory severo-zapada Russkoj platformy i principy prognozirovaniya rudonosnyh struktur* (Block tectonics and geodynamics of the earth's crust of the north-west of the Russian platform and the principles of forecasting ore-bearing structures). *Blokovaja tektonika i perspektivy rudonosnosti Russkoj platformy* (Block tectonics and prospects for ore content of Russian platform). Leningrad: VSEGEI, 1986, pp. 22–29.

5. Grachev A. F., Magnickij V. A., Muhamediev Sh. A., Junga S. L. *Tenzornye harakteristiki neotektonicheskikh izgibnyh deformacij i krivizny poverhnosti fundamenta litosfery Vostochno-Evropskoj platform* (Tensor characteristics of neotectonic bending deformations and curvature of the surface of the foundation of the lithosphere of the East European platform). *DAN*. (Reports of the Academy of Sciences). 1995, V. 340, No. 3, pp. 389–395.

6. Ivanov A. I. *Ob ierarhii masshtabnyh urovnej treshhinovostosti* (On the hierarchy of scale levels of fracture). *Sergeev Readings*, 3, Moscow: GEOS, 2001, pp. 364–366.

7. Kolmogorov A. N. *O logarifmicheski normal'nom zakone raspredelenija razmerov chastic pri droblenii* (On the logarithmically normal law of particle size distribution during crushing). *AS USSR*, 1941, V. 31, pp. 99–101.

8. Krasnyy L. I. *Globalnaya sistema geoblokov* (Global system of geoblocks). Moscow: Nedra. 1984. 224 p.

9. Kutinov Ju. G., Belenovich T. Ja., Chistova Z. B. *Sovremennaja geodinamika Arkticheskogo neftegazonosnogo superbassejna* (Modern geodynamics of the Arctic oil and gas superbasin). *Glubinnaja neft'* (Deep Oil), 2013, V. 1, No. 9, pp. 1307–1336.

10. Kutinov Ju. G., Mineev A. L., Poljakova E. V., Chistova Z. B. *Vybor bazovoj cifrovoj modeli rel'efa (CMR) ravninnyh territorij Severa Evrazii i ejo podgotovka dlja geologicheskogo rajonirovaniya (na primere Arhangel'skoj oblasti)*. (Selection of the basic digital elevation model (DEM) of the plain territories of the North of Eurasia and its preparation for geological zoning (on the example of the Arkhangelsk region). *Penza: «Sociosfera»*, 2019, 176 p.

11. Kutinov Yu. G., Chistova Z. B. *Ierarkhicheskii ryad proyavlenii shchelochno-ul'traosnovnogo magmatizma Arkhangel'skoi almazonosnoi provintsii. Ikh otrazhenie v geologo-geofizicheskikh materialakh* (A hierarchical series of manifestations of alkaline-ultra-basic magmatism of the Arkhangelsk diamond-bearing province. Their reflection in geological and geophysical materials) *Arkhangelsk: Pravda Severa*, 2004, 283 p.

12. Kutinov Yu. G., Chistova Z. B., Polyakova E. V., Mineev A. L. *Primenenie tsifrovyykh modelei rel'efa (TsMR) dlya vydeleniya tektonicheskikh struktur drevnikh platform (na primere severo-zapada Russkoi plity)* (The use of digital relief models (DEM) to highlight the tectonic structures of ancient platforms (in the example of the north-west of the Russian Plate). *Penza: «Sociosfera»*. 2020, 378 p.

13. Kuntcel' V. V., Semakov E. I., Korzhenevskij B. I., Simonova I. Ju. *Strukturno-tektonicheskie osobennosti Krymskogo regiona i ih vlijanie na jekzogennye geologicheskie processy* (Structural and tectonic features of the Crimean region and their impact on exogenous geological processes). *Geojekologija*, 1993, No. 6, pp. 94–99.



14. *Metallogeniya vostochnoj chasti Baltijskogo shhita* (Metallogeny of the eastern part of the Baltic Shield: 1977, 1978: Set of maps). Ed. T. V. Bilibina et al. Moscow: Ajerogeologija, 1979.
15. Sadovskij M. A. *Avtomodal'nost' geodinamicheskikh processov* (Automodality of geodynamic processes). Vest. AS USSR, 1986, No. 8, pp. 3—12.
16. Sadovskij M. A. *Izbrannye trudy. Geofizika i fizika vzryva* (Selected works. Geophysics and Explosion Physics). Moscow: Nauka, 2004, 440 p.
17. Sadovskij M. A., Pisarenko V. F. *Seismicheskij process v blokovej srede* (Seismic process in a block environment). Moscow: Nauka, 1991, 96 p.
18. *Shema zon glubinnyh razlomov territorii SSSR (po geofizicheskim dannym)* (Scheme of zones of deep faults of the territory of the USSR (according to geophysical data). Moscow, Mingeo USSR. E. M. Anan'eva et al. Ed. D. M. Mil'shtejn, 1979.
19. Judahin F. N., Francuzova V. I. *Sejsmichnost' Severa Evropejskoj chasti Rossii* (Seismicity of the North of the European part of Russia). Proceedings of conference. Arhangelsk: UB RAS, 2000, pp. 276—277.
20. Reily Shawn J., DeGloria Stephen D., Elliot Robert A *Terrain Ruggedness Index That Quantifies Topographic Heterogeneity*. Intermountain Journal of Science, 1999. V. 5 (1—4), pp. 23—27.

Поступила в редакцию / Received 04.08.2021



Тематический семинар

«Изотопные характеристики карбонатных пород и их связь с условиями осадконакопления: проблемы и возможности»

Thematic seminar «Isotopic characteristics of carbonate rocks and their relationship with sedimentation conditions: problems and opportunities»

Thematic lithological seminar «Isotopic characteristics of carbonate rocks and their relationship with sedimentation conditions: problems and opportunities» was held at the Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin of Komi SC UB RAS on April 7, 2021 as a video conference under the auspices of the Scientific Council on the problems of lithology of sedimentary mineral resources at the Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences.

The study and analysis of the isotopic composition of carbon and oxygen are firmly established in the methods of studying carbonate rocks. However, in many cases, results of joint isotope and facies analyzes are either not applied or applied formally. This is related, on the one hand, to the multifactorial nature of the isotopic system in carbonates, and, on the other hand, to a vast volume of literature on this issue, sometimes with diametrically opposite interpretations of the same data. The objective of the seminar was to present reports with examples of paleogeographic reconstructions of carbonate sedimentation in various marine environments using rock isotopic characteristics.

Тематический литологический семинар «Изотопные характеристики карбонатных пород и их связь с условиями осадконакопления: проблемы и возможности» проводился в Институте геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН 7 апреля 2021 года в формате видеоконференции под эгидой Научного совета по проблемам литологии и осадочным полезным ископаемым при Отделении наук о Земле РАН.

Изучение и анализ изотопного состава углерода и кислорода прочно утвердились в методах изучения карбонатных пород. Однако во многих случаях результаты совместного изотопного и фациального анализов либо не применяются, либо применяются формально. Это связано, с одной стороны, с многофакторностью изотопной системы в карбонатах, а с другой — с появлением практически необозримой литературы по этому вопросу, иногда с диаметрально противоположными интерпретациями одних и тех же данных. Задачей семинара было представление докладов с при-



Лектор Владимир Николаевич Кулешов

Lecturer Vladimir Nikolaevich Kuleshov

мерами проведения палеогеографических реконструкций карбонатного осадконакопления в разнообразных морских обстановках с использованием породных изотопных характеристик.

С пленарными докладами выступили проф., д. г.-м. н. В. Н. Кулешов — «Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) осадочных карбонатов: особенности формирования и интерпретации» — и д. г.-м. н. В. И. Силаев — «Изотопная геохимия полигенных карбонатолитов как источник генетической информации». Расширенные доклады были сделаны д. г.-м. н. М. А. Тугаровой — «Индикаторные признаки карбонатных микробиолитов черносланцевых формаций: изотопный состав и биомаркеры» и д. г.-м. н. А. И. Антошкиной — «Изотопная характеристика ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) органогенных построек, отражающая разнообразие обстановок их формирования». Озвученные доклады их молодых коллег, Д. Н. Шеболкина, Н. А. Матвеевой, В. Э. Белошей, С. А. Дуба и Е. С. Пономаренко, осветили изотопные характеристики карбонатных пород в диапазоне от силура до карбона, и от крайне мелководных до относительно глубоководных по своему происхождению. Завершил семинар доклад Г. М. Седаевой и В. Н. Кулешова «Отражение обстановок и условий образования отложений средней перми северо-востока и востока европейской части России в изотопии ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и литологии пород». Все представленные доклады доступны по адресу: <https://www.youtube.com/watch?v=nUzw6V1J96Q>

Участники отметили, что проведение специализированного литологического семинара всегда полезно исследователям, заинтересованным конкретной темой. Кроме того, отмечено удобство формата видео-



Валерий Иванович Силаев говорит о полигенных карбонатах

Valery Ivanovich Silaev talks about polygenic carbonates



Дмитрий Шеболкин рассказывает об изотопных характеристиках венлокских карбонатов

Dmitry Shebolkin talks about the isotopic characteristics of the Wenlock carbonates



Анна Ивановна Антошкина докладывает об изотопных характеристиках органогенных построек (принт-скрин онлайн трансляции)

Anna Ivanovna Antoshkina reports on the isotopic characteristics of organogenic buildups (screenshot of the online broadcast)

конференции, когда можно выступить, находясь практически в любой точке планеты, где есть интернет.

После семинара участникам было предложено представить расширенные варианты своих докладов в качестве статей. Журнал *Вестник геонаук* согласился выделить специальный блок для авторов, откликнувшихся на это предложение.

Организаторы благодарят участников и слушателей данного семинара как пилотного проекта прове-

дения мини-конференций по конкретным литологическим проблемам.

Особую благодарность хотелось бы выразить инженерам группы автоматизации научных исследований ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН С. В. Рудницкому и А. И. Васильеву, без помощи которых проведение семинара было бы весьма затруднительно.

Оргкомитет семинара



УДК 551.8.07+550.42

DOI: 10.19110/geov.2021.11.3

Генетически разные органогенные постройки в изотопных величинах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$

А. И. Антошкина¹, Л. А. Шмелева¹, Л. В. Леонова², И. Г. Добрецова³, И. В. Смолева¹¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар²Институт геологии и геохимии ФГУН УрО РАН, Екатеринбург³АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Санкт-Петербург

Исследован изотопный состав углерода и кислорода 165 образцов карбонатных пород генетически отличающихся органогенных построек: верхнеордовикского рифа Большая Косью, верхнедевонского микробального холма Шарью, скелетного холма Кожым, верхнемиоценового биогермного комплекса Казантип и глубоководных органогенно-карбонатных построек севера Срединно-Атлантического хребта. Для рифа и микробального холма характерны значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в пределах, близких к значениям нормально-осадочных морских карбонатов (-0.33 – 3.13 ‰) и (0.8 – 3.0 ‰), но с существенными вариациями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ – (22.24 – 30.0 ‰) и (20.4 – 26.3 ‰) соответственно. Наиболее изотопно-тяжелым составом углерода (5.1 – 7.3 ‰) в сочетании с варьирующими значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (22.4 – 30.0 ‰) характеризуются известняки и брахиоподы скелетного холма. Колебания значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в карбонатных породах биогермного комплекса Казантип являются самыми выразительными: (-2.76 – 7.17 ‰) и (24.20 – 33.1 ‰) соответственно. Глубоководные органогенные постройки со дна приосевой зоны с активным вулканизмом, в отличие от других, показали устойчивые значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-0.98 – 0.83 ‰) в пределах области нормально-осадочных морских карбонатов, тогда как для кислорода значения являются изотопно-тяжелыми (32.27 – 39.75 ‰). В итоге специфика формирования объектов исследования, установленная литолого-палеоэкологическими и химико-физическими методами, нашла свое обоснование в изотопных величинах, палеосолёности и палеотемпературах, обусловленных палеогеографической и климатической ситуацией.

Ключевые слова: риф, микробальный и скелетный холмы, биогермный комплекс, глубоководные органогенно-карбонатные постройки, изотопный состав углерода и кислорода.

Genetically different organogenic buildups in isotope values $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$

A. I. Antoshkina¹, L. A. Shmeleva¹, L. V. Leonova², I. G. Dobretzova³, I. V. Smoleva¹¹Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Sykt'yvkar²Institute of Geology and Geochemistry, UB, RAS, Yekaterinburg³JSC «Polar Marine Geological Exploration Expedition», St. Petersburg

The isotopic composition of carbon and oxygen of 165 samples of carbonate rocks of genetically different organogenic structures: the Upper Ordovician Bol'shaya Kos'yu reef, the Upper Devonian Shar'yu microbial mound, the Kozhym skeletal mound, the Upper Miocene Kazantip bioherm complex and deep-water organogenic-carbonate structures of the north of the Mid-Atlantic Ridge was studied. The reef and microbial mound are characterized by $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values within the limits close to normal-sedimentary marine carbonates (-0.33 – 3.13 ‰) and (0.8 – 3.0 ‰), but with significant variations in $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ – (22.24 – 30.0 ‰) and (20.4 – 26.3 ‰), respectively. The most isotopically-heavy carbon composition (5.1 – 7.3 ‰) in combination with varying $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values (22.4 – 30.0 ‰) is characteristic of limestones and brachiopods of the skeletal mound. Fluctuations of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values in carbonate rocks of the Kazantip bioherm complex are the most expressive (-2.76 – 7.17 ‰) and (24.20 – 33.1 ‰), respectively. Deep-water organogenic structures from the bottom of the axial zone with active volcanism, in contrast to others, showed stable $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values (-0.98 – 0.83 ‰) within the area of normal-sedimentary marine carbonates, whereas for oxygen the values are isotopic-heavy (32.27 – 39.75 ‰). As a result, the specificity of the development of the objects under study, established by lithological-paleoecological and chemical-physical methods, found its substantiation in isotopic values, paleosalinity and paleotemperatures caused by paleogeographic and climatic conditions.

Keywords: reef, microbial and skeletal mounds, bioherm complex, deep-water organogenic-carbonate buildups, isotopic composition of carbon and oxygen in carbonates.

Для цитирования: Антошкина А. И., Шмелева Л. А., Леонова Л. В., Добрецова И. Г., Смолева И. В. Генетически разные органогенные постройки в изотопных величинах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 27–42. DOI: 10.19110/geov.2021.11.3.

For citation: Antoshkina A. I., Shmeleva L. A., Leonova L. V., Dobretzova I. G., Smoleva I. V. Genetically different organogenic buildups in isotope values $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. Vestnik of Geosciences, 2021, 11(323), pp. 27–42, doi: 10.19110/geov.2021.11.3.



Введение

Ископаемые и современные органогенные простые и сложные постройки, в особенности рифы, являются важными индикаторами для реконструкций палеогеографической и палеотектонической обстановок. Древние организмы, как и современные, в процессе жизнедеятельности были приспособлены к среде обитания, и экологическая обстановка находила отражение в формах и адаптивных функциях организмов-каркасостроителей, которые выражались в их облике, взаимном пространственном расположении, отношении к субстрату, в наборах жизненных форм, биотическом доминировании [21, 23, 29, 32, 40, 44, 47].

Кислород и углерод входят в число наиболее распространенных элементов Земли, они тесно связаны с процессами, происходящими в биосфере, гидросфере и литосфере, и являются одними из наиболее важных элементов для карбонатных пород, характеризующаяся значительными природными вариациями в изотопном составе. Поэтому данные $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах разного генезиса являются полезным инструментом для реконструкции физико-химических условий осадконакопления. В последние десятилетия появилось много публикаций по изотопно-углеродным и изотопно-кислородным характеристикам карбонатов биогенной и абиогенной природы: океанических, морских, лагунных, озерных, континентальных, пещерных и гидротермальных [5, 8, 13, 15–17, 20, 26, 33, 38, 48, 51]. Исследован изотопный состав углерода и кислорода в фоссилиях с целью определения палеотемператур, солёности, палеоклимата [7, 9, 11, 39, 42, 48, 51].

Цель данной статьи состоит в демонстрации возможности использования изотопных характеристик генетически разных органогенных построек для обоснования их генезиса на примере изученных объектов.

Объекты и методы исследования

Объектами исследований были морфологически и генетически разнообразные органогенные сооружения: риф Большая Косью (Северный Урал), микробиальный холм Шарью (гряда Чернышева), скелетный холм Кожым (Приполярный Урал), мшанковые биогермные постройки Казантип (Крым), трубчатые и ветвистые органогенно-карбонатные постройки (Северная Атлантика). На изотопный состав углерода и кислорода проанализированы 165 проб пород, слагающих вышеупомянутые органогенные карбонатные постройки. При этом использовались методы аналитической сканирующей электронной микроскопии (СЭМ (JSM 6400 Jeol с энергодисперсионным и волновым спектрометрами, В. Н. Филиппов); электронного парамагнитного резонанса (В. П. Лютоев); изотопной масс-спектрометрии (DeltaVantage с аналитическим комплексом ThermoFisher). Значения изотопных коэффициентов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны относительно стандартов соответственно PDB и SMOW, калиброванного по международному стандарту NBS 19 (TS-limestone). Ошибка определений как $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$ не превышала $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ). Для отбора материала для исследований в наименее измененных участках пород применялись тонкие стоматологические сверла. Аналитическая рабо-

та была осуществлена в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Геологическое и палеогеографическое положение исследуемых объектов

Геологическая позиция, палеогеографическое положение и генезис исследуемых органогенных карбонатных образований существенно отличались по характеру морских обстановок и климатическим условиям в среде обитания. Верхнеордовикский (средний катий) **риф** Большая Косью мощностью 150 м в естественных выходах имеет протяженность до 2 км вдоль р. Большая Косью в бассейне р. Илыч на западном склоне Северного Урала. Палеогеографически этот участок располагался на окраине Тимано-Североуральского эвапорито-карбонатного мелководного шельфа в пределах рифовой отмели с подвижной гидродинамикой [1]. Исследованный франско-фаменский **микробиальный холм** мощностью 300 м прослеживается на расстоянии 2 км в естественных выходах на р. Шарью в северной части гряды Чернышева, являющейся западным ограничением Предуральского краевого прогиба на северо-востоке Европейской платформы. Подобные микробиальные холмы в пределах расчлененного карбонатного шельфа обрамляли склоны изолированных карбонатных платформ, окруженных прогибами с относительно глубоководным некомпенсированным карбонатно-кремнисто-глинистым осадконакоплением [34]. Гжельско-сакмарский **скелетный холм** мощностью до 330 м наблюдается в виде крупных скальных выходов на протяжении 2 км вдоль р. Кожым на западном склоне Приполярного Урала. Такого рода образования развивались в указанное время на склонах впадин, возникших в результате деградации карбонатного шельфа во время формирования Предуральского краевого прогиба [35]. Верхнемиоценовый **мшанковый биогермный комплекс**, слагающий толщу мощностью до 60 м, расположен на территории Казантипского природного заповедника, где породы образуют прерывистые в рельефе скальные гряды вокруг округлой котловины (по-тюркски — «казан»), давшей название мысу на севере Керченского полуострова. Верхнемиоценовые постройки обрамляют брахиантиклиналь, представляющую собой криптодиапировую складку с ядром нагнетания из сильно перемятых, раздробленных и перетертых глин майкопской серии [12]. Мшанковые биогермы формировались на склонах диапировой складки как пригидротермальные оазисы в мелководном бассейне с газофлюидным высачиванием из грифонов древнего грязевого вулкана [36]. Голоцен-верхнеплейстоценовые **глубоководные органогенно-карбонатные постройки** размером, редко превышающим 15–20 см в длину, формировались на Срединном Атлантическом хребте (САХ) на глубинах около 3 км, во внеосевой зоне рифтовой долины с активным вулканизмом. Субстратом для них служили молодые пикробазальты и туффыты, породы габбро-перидотитового комплекса, участками перекрытые рыхлыми кокколито-фораминиферовыми илами. Трубчатые и ветвистые формы построек образовались путем нарастания на поверхности океанических вулканитов или непосредственно в среде относительно рыхлых пелагических осадков [2, 6].



Краткая литологическая характеристика объектов исследования

Риф Большая Косью (рис. 1, а) сложен комплексом биогермных (рис. 1, с, d) и биокластовых известняков, грубообломочных известняковых конглобрекций (рис. 2, b) и разнотернистых известняковых песчаников. Наибольшее участие в этом принимают известняки: биогермные, биокластовые, литокластовые и микросгустковые. Основными внешними признаками пород являются светло-серый цвет, массивность сложения, обилие фоссилий разнообразной бентосной фауны и флоры — цианобактерий, красных и зеленых водорослей, сфинктовой губок (рис. 1, с), рецептакулитов, проблематических гидроидов, кораллов-ругоз, табулятоморфных кораллов, строматопороидей, гелеолитид (рис. 1, е), раковинная фауна и незначительное количество терригенного материала. Важным диагностическим признаком массивных рифовых пород является также их текстурная неоднородность, обусловленная пятнистым распределением крупных каркасостроющих организмов, межкаркасным заполнением иловым, зернистым и обломочным материалом (рис. 1, f). Кроме того, в этих породах широко развит инкрустационный раннедиагенетический цемент, обрастающий частицы обломочного и биокластового материала и заполняющий промежутки между каркасными организмами. Формирование такой ассоциации определялось гидродинамическими обстановками рифовой отмели, палеоландшафтом рифового плато и условиями формирования биогенного каркаса рифа Большая Косью [28,30].

Микробильный холм Шарью (рис. 3, а) представлен в целом светлыми массивными известняками, имеющими линзовидно-наслоенное строение (рис. 2, b). Разрез сложен ассоциациями строматолитовых (рис. 2, с, е) и микробильных биогермных, спонгиоз-строматовых, поростроматовых, микрокомковатых и фенестровых (рис. 2, i) известняков. Биогермные известняки включают прослои органогенных известняковых песчаников (рис. 2, d), несортированных полибиокластовых известняков (рис. 2, h) и более редких их сортированных разновидностей. Среди известняков встречаются небольшие линзы брахиоподовых ракушнякав и маломощные прослои известняковых псевдобрекчий с палеомикрокодиями. Последние характеризуют субаэральные обстановки. Основными каркасообразующими организмами являлись скелетные, нарастающие друг на друга (рис. 2, f, g) и коркооблекающие (рис. 2, с, е) цианобактерии [34].

Скелетный холм Кожым (рис. 3, а) сложен массивно-плитчатыми известняками — биокластовыми, илово-биокластовыми, биогермными (мшанково-тубифитесовыми, тубифитесово-мшанковыми, реже палеоаплизинными биоцементолитами) и брахиоподовыми ракушняками (рис. 3, с, g). Отмечаются отчетливо слоистые пласты микрозернистых известняков с рассеянным тонким скелетным материалом и илово-биокластовых известняков комковатого сложения. Обломочные породы, за исключением палеоаплизинных гравелитов и биокластовых разновидностей, не обнаружены. В зависимости от положения в разрезе они либо линзовидно переслаиваются, либо чередуются. Органические остатки (целые и фрагменты) характеризуются широким таксономическим спектром: бра-

хиоподы, мшанки, фораминиферы, палеоаплизины, гастроподы, остракоды, членики и фрагменты стеблей криноидей, иглы морских ежей, ортоцератиды, аммоноидеи, хвостовые щитки трилобитов, спикулы известковых губок, ругозы, табуляты (единичные), реже палеоаплизины (рис. 3, b) цианобактерии, разнообразные известковые водоросли (зеленые, проблематические), микропроблематика и скелетный лом [35].

Мшанковый биогермный комплекс Казантип развит в бортах бухт до береговых уступов (рис. 4, а). Он включает довольно разнообразие типы пород, изученные нами в трех бухтах [36]. В биогермах пространство между колониями мшанок заполнено тонкобиокластовым и тонкообломочным материалом (рис. 4, с). На поверхности колоний мшанок присутствуют крустификационно-нарастающие с разной цветовой гаммой карбонатные корки толщиной от 5 мм до 3 см (рис. 4, d). Обнаружены биогермы со следами частичного растворения карбонатных построек мшанок и образованными в этих полостях корками гётит-лимонитового состава. На разных уровнях разреза в биогермах встречены желваки, линзы белых и черно-белых опалов. Межбиогермное пространство заполнено главным образом мшанковыми биокластовыми известняками (рис. 4, b), среди которых отмечаются линзовидные тонкозернистые известняки и микро- и мелкообломочные карбонатные брекчии. В ассоциации с ними встречаются скопления мелкой биокластики — целых раковин моллюсков и их фрагментов (рис. 4, е), а также трубки червей-полихет, гастроподовые банки и моллюсковополихетовые минибиогермы. СЭМ-исследования выявили в составе корок минерализованные биопленки с бактериоморфными структурами (рис. 4, g) и обилие аутигенных минералов — барита, гипса, галита, стронцианита, целестина, кутногорита, транзитно прослеживающихся не только в подстилающих глинисто-песчаных отложениях, но и в минибиогермах и мшанковых известняках.

Глубоководные органогенно-карбонатные постройки Северной Атлантики (рис. 5, а), образовавшиеся в условиях активного вулканизма и постоянных струй газифлюидов, подразделяются на отдельные морфотипы [2], среди которых наиболее преобладают ветвистые колонии (рис. 5, b). В телах построек имеются приосевые каналы, которые могут быть заполнены биогенными карбонатными осадками. На поверхности тела часто покрыты корочкой карбонатно-железо-марганцевого состава, а в поперечном срезе карбонатных тел отчетливо проявляется концентрически-зональное строение (рис. 5, е). Редко встречаются совсем молодые постройки без корки, но тоже с концентрической зональностью и хорошо сохранившимися реликтами фауны. СЭМ-исследования выявили внутри и на поверхности построек фоссилии кокколитофорид, спикул губок, фораминифер, трубчатых червей, а также минерализованные биопленки с бактериоморфными структурами, включениями нанофоссилий и аутигенных минералов [2] (рис. 5, с, d, f).

Изотопная характеристика исследуемых объектов

Разными авторами вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ для осадочных морских карбонатов определяются в пре-

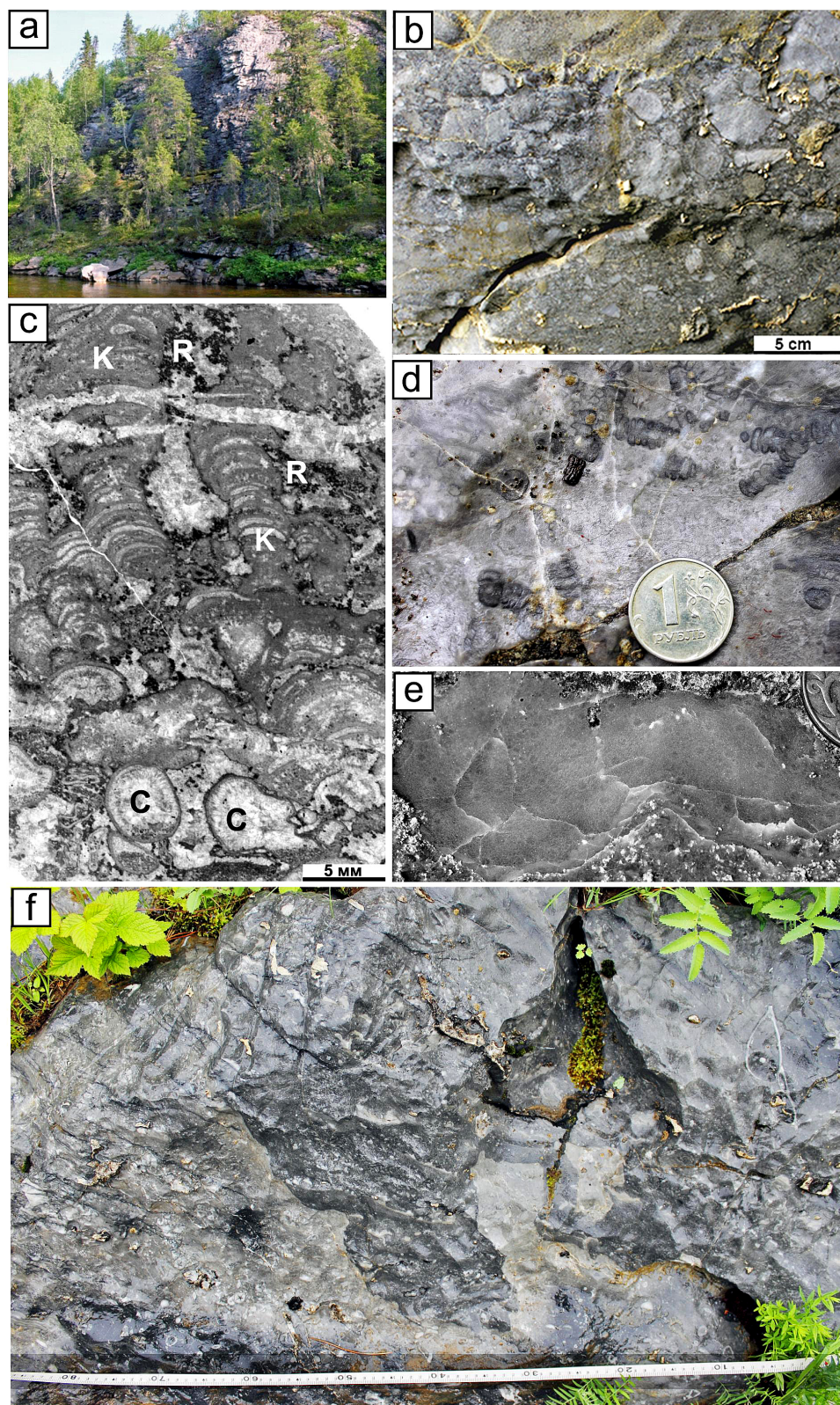


Рис. 1. Особенности строения рифа Большая Косью:

a — характер обнаженности пород; b — грубообломочные известняковые конглобрекции; c — фоссилии красных водорослей *Kozhymella dembovskia* Sh.(K) с заполнением межкаркасных полостей остатками цианобактерий *Renalcis* sp. (R) и сфинктозойными губками *Corymbospongia* sp. (C); d — фоссилии предположительно зеленых сифониковых водорослей; e — колонии *Heliolitoidea*; f — грубопятнистая текстура, характерная для рифовой толщи с неравномерным распределением илового, зернистого и обломочного материала в межкаркасных полостях

Fig. 1. Features of the structure of the Bol'shaya Kosyu reef:

a — fragments of outcrops; b — coarse limestone conglobreccias; c — red algae *Kozhymella dembovskia* Sh. (K) with filling of interframe cavities with cyanobacteria *Renalcis* sp. (R) and sphinctozoa sponges *Corymbospongia* sp. (C); d — possible green siphonic algae; e — a colony of *Heliolitoidea*; f — coarse-spotted texture, characteristic of the reef thick, represented by the distribution of silt, granular and detrital material in interframe cavities

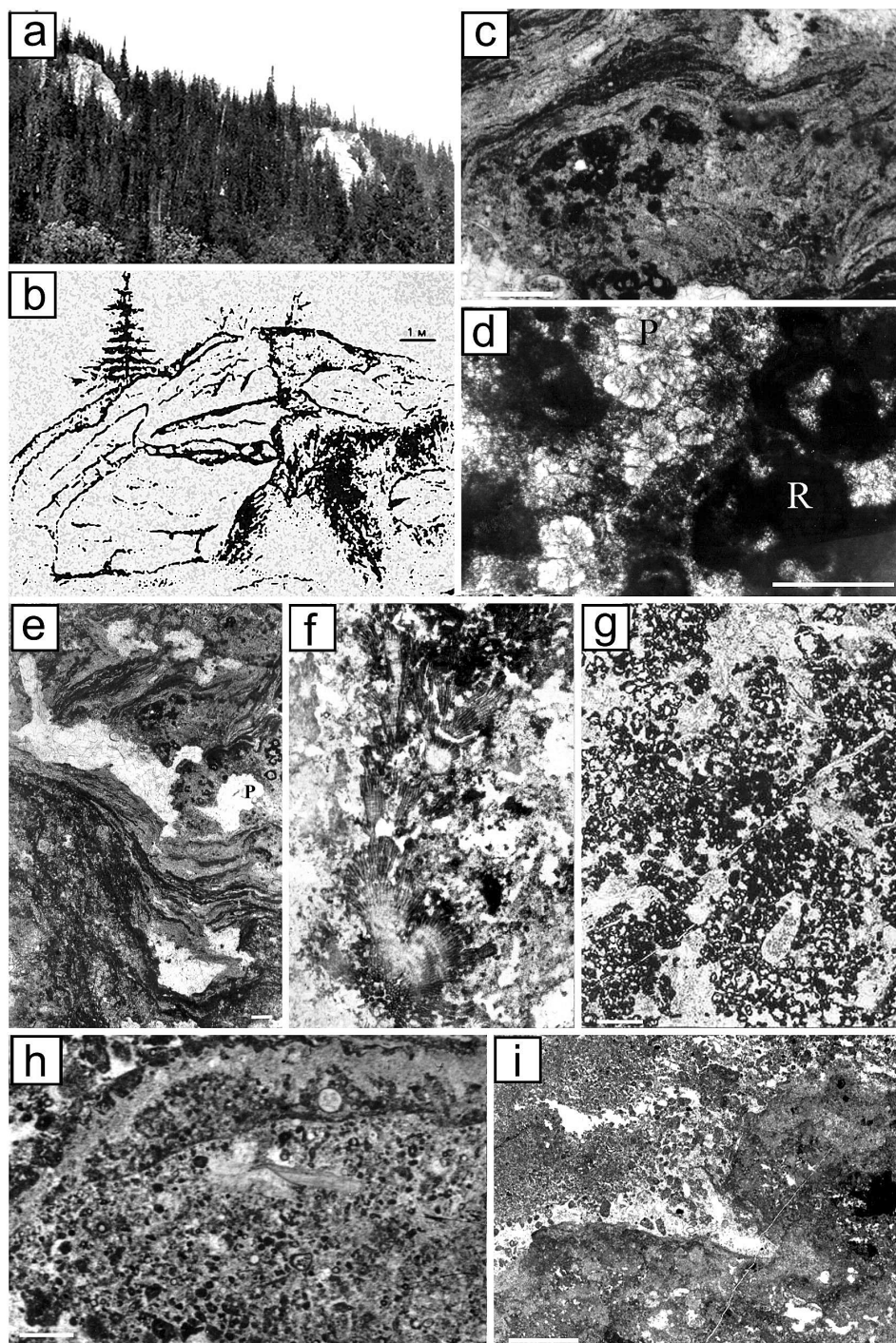


Рис. 2. Характерные типы пород и представители биогермных ассоциаций среднефранско-фаменского микробильного холма Шарью:

a — фрагмент выходов на р. Шарью, обн. 86; b — биогермный строматолитовый известняк, образованный чередованием цианобактерий *Sphaerocodium* и *Girvanella* вокруг скоплений *Renalcis* и *Shuguria*, шлиф, р. Шарью; c — полевая зарисовка характера строения микробильного холма; d—i — шлифы: d — розетки *Paleomicrocodium* в биогермном микробильном известняке, R — *Renalcis*; e — строматолитовый биогермный известняк с *Rothpletzella*-*Girvanella*-*Renalcis*-ассоциацией и крупная фенестровая пористость, которая может образовываться в субаэральных средах при выщелачивании вадозной(?) пресной водой; f — ветвистые колонии эпифитоноподобных *Shariuphyton* в биогермном микробильном известняке; g — микробильный биогермный известняк, сложенный *Renalcis*-*Shuguria*-*Chabakovia*-ассоциацией; h — известняк несортированный-биокластовый с обилием микробильных комков; i — псевдобрекчия с цементом вадозного алевролита. Масштабная линейка — 1 мм

Fig. 2. Typical types of rocks and representatives of bioherm associations of the Sharyu Middle Frasnian-Famennian microbial mound: a — a fragment of outcrop on the Sharyu River, outcrop 86; b—f — thin sections: b — bioherm stromatolite limestone formed by alternating cyanobacteria *Sphaerocodium* and *Girvanella* around *Renalcis* and *Shuguria* clusters, Sharyu Riv.; c — field sketch of the nature of the structure of the microbial mound; d — *Paleomicrocodium* rosettes in a bioherm microbial limestone, R — *Renalcis*; e — stromatolite boundstone constructed by *Rothpletzella*-*Girvanella*-*Renalcis* association and larger fenestral porosity that could form in subaerial environments by vadose(?) freshwater leaching; f — branched colonies of epiphyton-like *Shariuphyton* in a bioherm microbial limestone; g — a microbial bioherm limestone composed by the *Renalcis*-*Shuguria*-*Chabakovia* association; h — unsorted bioclastic limestone with an abundance of microbial lumps; i — vadose silt in pseudobreccia. Scale bar — 1 mm

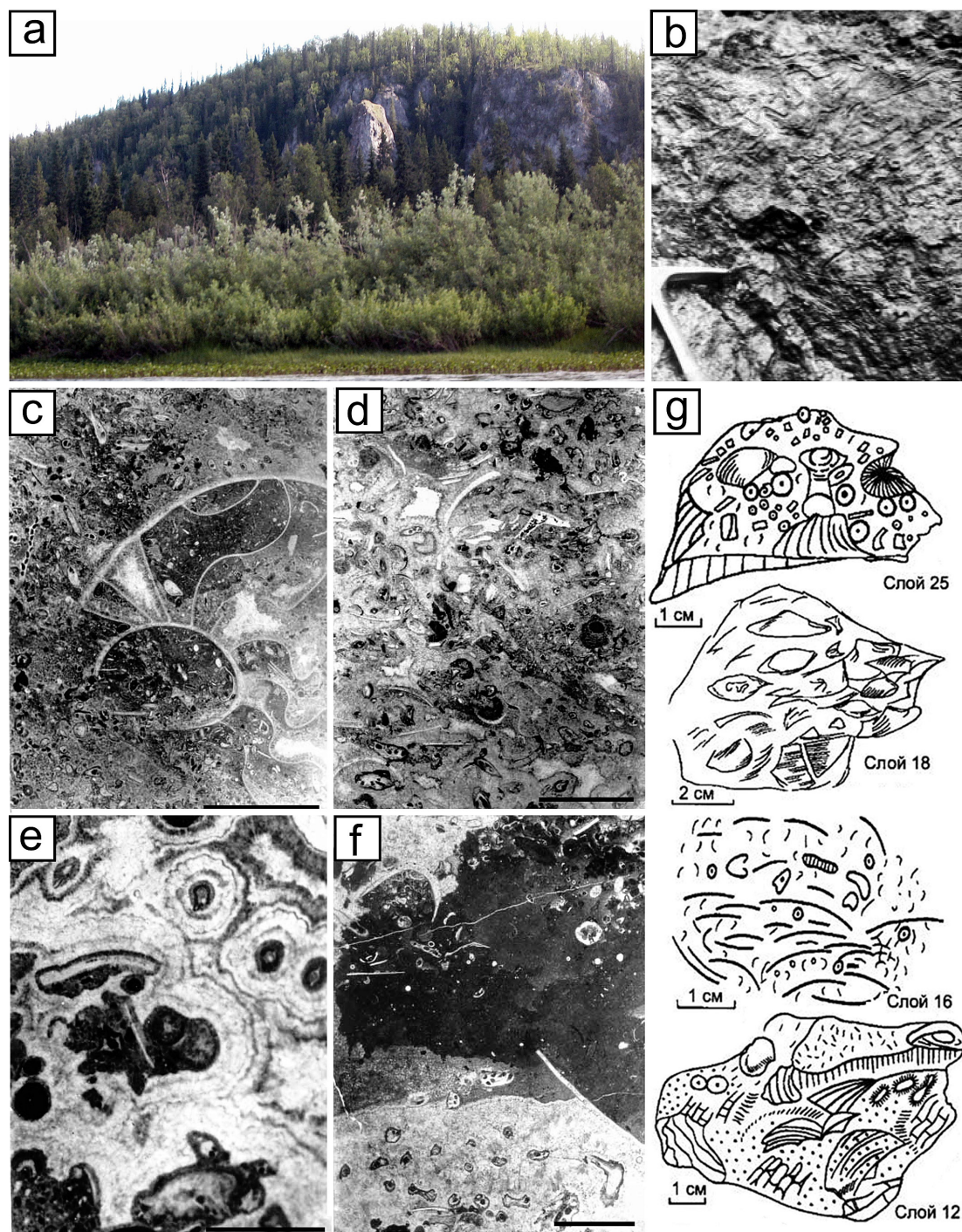


Рис. 3. Характерные типы известняков скелетного холма Кожым:

а — выходы пород среднеассельской части разреза; б — фрагмент поверхности сакмарского палеоаплизинного биогерма в верхней части разреза; в — шлифы: в — микрозернистый известняк с несортированным биокластовым материалом с крупным фрагментом аммонита; д — мшанково-биокластовый известняк с тонкофибровой крустификацией вокруг мшанок, черное — примазки битума; е — мшанково-тубифитесовый биогермный известняк с биоиндуцированным крустификационным цементом в виде корок вокруг зооций мшанок и трубочек *Tubiphytes*; ф — тубифитесово-мшанковый биогермный известняк с участками илового и микробially-сгусткового кальцита; г — полевые зарисовки брахиоподовых ракушек. Масштабная линейка — 1 мм

Fig. 3. Characteristic types of limestones of the Kozhym skeletal mound:

а — outcrops of the Mid-Assellian part in the section; б — a fragment of the surface of the Sakmarian *Palaeoaplysina* bioherm in the upper part of the section; в — thin sections: в — a micro-grained limestone with unsorted bioclastic material with a large fragment of ammonite; д — a bryozoan-bioclastic limestone with fine-fibrous crustification around bryozoans, black — smears of bitumen; е — a bryozoan-*Tubiphytes* bioherm limestone with bioinduced cement in the form of crusts around zooecia of bryozoans and tubules of *Tubiphytes*; ф — a *Tubiphytes*-bryozoan bioherm limestone with areas of silt and microbial-clotted calcite; г — field sketches of brachiopod shells. Scale bar — 1 mm

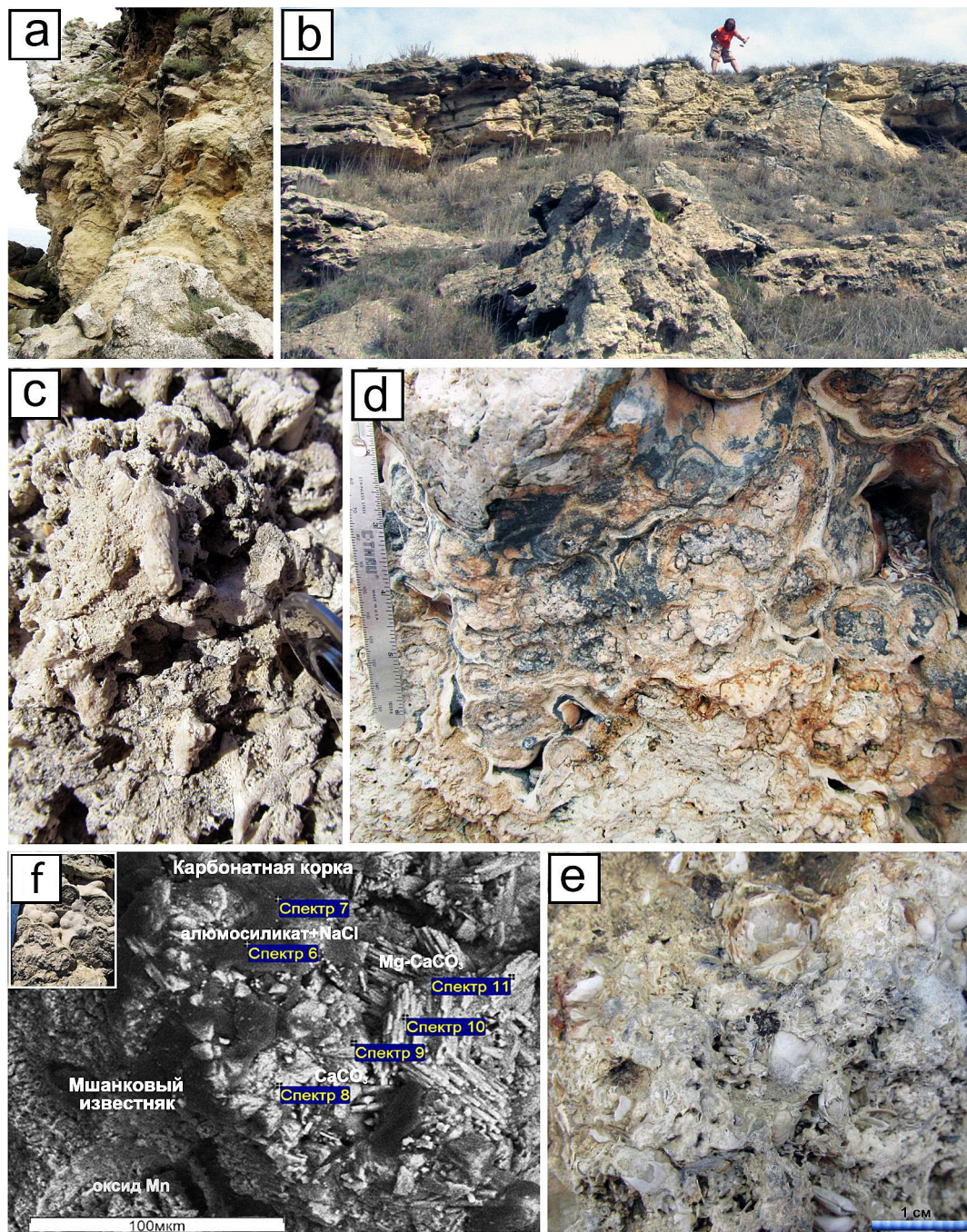


Рис. 4. Характерные представители карбонатных пород, слагающих комплекс мшанковых биогермов Казантипа: а — мшанковые биогермные известняки в береговом клифе (бухта Широкая); б — межбиогермные мшанковые известняки (там же); в — фрагмент мшанкового биогерма с fossilized биопленкой на мшанках и межкаркасным заполнением (Сенькина бухта); д — крупная мощная карбонатная корка со сложным минеральным составом на мшанковом биогермном известняке (бухта Шарабай); е — скопление несортированных фрагментов двустворок, участками отчетливо видна покрывающая их минерализованная биопленка (там же); ф — СЭМ-изображение в режиме вторичных электронов строения минерализованной биопленки на мшанковом биогермном известняке (бухта Широкая)

Fig. 4. Typical representatives of carbonate rocks in the Kazantip complex of bryozoan bioherms: а — a fragment of an outcrop of bryozoan biohermal limestones in the coastal cliff (the Shirokaya Bay); б — interbioherm beds of bryozoan limestones in the same place; в — a fragment of a bryozoan bioherm with fossilized biofilm on bryozoans and interframe filling (the Sen'kina Bay); д — a large carbonate crust with a varied mineral composition on bryozoan bioherm limestone (the Sarabaj Bay); е — an accumulation of unsorted fragments of bivalves, in some areas the mineralized biofilm covering them is clearly visible, in the same place; г — SEM-image in the mode of secondary electrons of the structure of a mineralized biofilm on bryozoan biohermal limestones (the Shirokaya Bay)

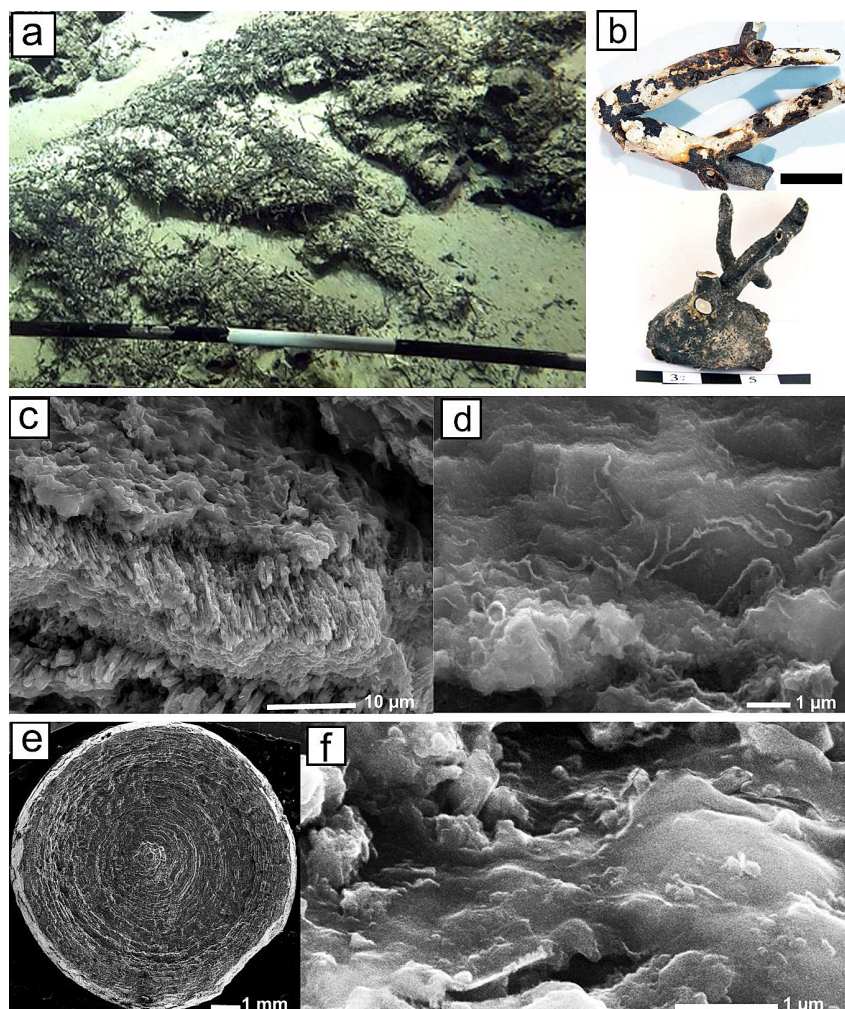


Рис. 5. Глубоководные органогенно-карбонатные постройки САХ:

а — фрагмент видеосъёмки дна рядом с молодым вулканом, молодые базальты и туффиты лежат на осадках и покрыты твёрдыми бактериальными образованиями различных форм, преимущественно в виде палочек и веточек (съёмка И. Г. Добрецовой); б — ветвистые формы построек; с—е — СЭМ-изображения во вторичных электронах: с — тонкофибровые кристаллы аутигенного Mg-кальцита под Fe-Mn-коркой с бактериоморфными структурами; д—ф — типы бактериоморфных структур в железомарганцевых корках построек; е — зонально-концентрическая структура ветвистой постройки с Fe-Mn-коркой (светлая зона)

Fig. 5. Deep-sea organogenic-carbonate buildups of the MAR:

а — a fragment of video footage of the bottom near a young volcano, young basalts and tuffites lie on sediments, they are covered with solid bacterial formations of various forms, mainly in the form of sticks and twigs (video footage by I. G. Dobretsova); б — branched forms of buildups; с—е — SEM-images in secondary electrons: с — fine-fiber crystals of authigenic Mg-calcite under a Fe-Mn crust with bacteriomorphic structures; д—ф — types of bacteriomorphic structures in Fe-Mn crusts of buildups; е — zonal-concentric structure of a branched buildup with a Fe-Mn crust (light zone)

делах как от -3 до 3 ‰, так и от -2 до 2 ‰ [4, 14, 18, 20]. Установлено, что первичный изотопный состав углерода в морских карбонатах сохраняется, несмотря на перекристаллизацию и доломитизацию пород, если относительное содержание активной углекислоты в подземных водах было невелико [41]. В статье [39] результатами изучения фанерозойских брахиопод было подтверждено, что в большинстве случаев изотопный состав кислорода в кальците второго слоя раковин брахиопод вполне отражает условия их существования. Разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ морской воды и равновесного с ней $\delta^{18}\text{O}$ в карбонате близка к 30 ‰. С повышением температуры воды на 1°C она уменьшается примерно на 0.2 ‰, к уменьшению значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах приводит также опреснение мор-

ской воды [3]. Исследованиями [51] доказывается, что изотопный состав кислорода морской воды на протяжении всего фанерозоя оставался стабильным благодаря существованию стационарного баланса между гидротермальной активностью на морском дне и выветриванием на земной поверхности. Изотопный состав кислорода морской воды в фанерозое принимается в пределах 28 — 30 ‰, что по Тейс и Найдину [27] приводит к оценке палеосолёности в 29.5 — 33.5 ‰. Снижение значения изотопного коэффициента по кислороду и соответственно уменьшение солёности морской воды может быть обусловлено как соответствующими изменениями обстановки осадкообразования в самом бассейне, например опреснением воды вследствие континентального речного стока, так и вторич-



Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном веществе исследованных органогенных построек
Isotopic composition of carbon and oxygen in the carbonate matter of the investigated buildups

№ п/п	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	№ п/п	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	№ п/п	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Риф Большая Косью Bolshaya Kosyu			86/154	2.6	25.8	Шир/26а-18	1.92	28.79
12/2-2	2.20	26.32	86/156	1.6	23.8	Шир/26b-18	2.69	29.03
12/2-3	1.52	25.56	86/163	1.7	24.0	Шир/30а-18	0.64	27.40
12/2-4	0.35	22.36	86/141	1.3	24.7	Шир/31-18	-0,15	24.20
11/13	2.90	27.45	86/164	1.9	25.2	Шир/30б-18	1,05	25.72
5/30-1	0.90	28.25	86/165	1.6	23.0	Шир/27-18	2.11	28.10
5/30-2	1.21	27.78	Скелетный холм Skeletal mound			Шир/29-18	-0.32	26.35
5/44-1	1.24	26.53	пм/1	6.8	29.3	САР Mid-Atlantic Ridge		
5/44-2	1.09	26.99	пм/2	5.7	27.0	1	-0.29	33.03
5/44-3	1.73	23.78	пм/3	6.7	28.6	2	0.10	33.58
5/67-1	1.11	27.36	пм/4	6.0	27.8	3	-0.45	33.74
5/67-2	1.30	26.72	пм/6	6.8	29.3	4	-0.37	33.72
5/76-1	1.29	24.88	пм/7	5.7	27.0	5	-0.98	36.07
5/76-2	1.17	24.43	пм/8	6.7	28.6	6	-0.86	38.27
5/76-3	-0.33	22.24	пм/9	6.0	27.8	7	0.40	39.75
5/76-4	2.19	25.07	пм/10	6.9	28.6	8	-0.96	37.52
5/85-2	3.13	25.68	пм/11	6.9	28.5	9	-0.46	37.41
1/14-1	1.56	27.81	пм/12	7.1	28.3	10	-0.47	34.24
1/14-2	1.46	28.66	пм/4а	6.2	26.6	11	0.26	35.49
5	1.50	28.84	пм/4б	6.1	27.5	12	-0.71	34.14
20	1.30	28.10	пм/5а	6.5	27.7	13	-0.47	34.24
27	1.39	29.52	пм/6б	6.6	27.4	14	0.67	33.40
29	1.29	29.86	пм/38а	6.8	30.0	15	0.78	32.72
101	1.54	27.50	пм/38б	5.1	27.2	16	0.76	32.65
103	1.67	27.70	пм/38в	5.6	25.2	17	0.83	32.56
105	1.58	27.73	пм/46а	7.3	29.3	18	0.26	35.49
7	1.50	28.84	пм/46б	5.6	26.4	19	-0.71	34.14
107	1.53	27.60	пм/46в	5.6	25.4	20	0.40	32.15
109	1.37	27.49	пм/46г	6.1	26.3	21	0.05	33.76
111	1.27	26.98	пм/47а	5.5	26.4	22	0.13	32.80
113	1.89	27.92	пм/47б	5.4	25.4	23	0.49	32.61
115	1.25	27.90	пм/47в	5.1	22.5	24	0.82	32.27
231	0.68	28.45	пм/53а	5.5	24.6	25	0.37	32.24
241	1.17	28.45	пм/53б	6.5	26.6	26	0.67	33.40
219	0.83	28.98	пм/53в	6.4	25.1	27	0.78	32.72
Микробиальный холм Microbial mound			пм/53г	6.4	25.8	28	0.76	32.65
86/85	1.7	20.4	пм/53д	5.7	26.5	29	0.83	32.56
86/91	1.6	22.6	пм/5	6.9	28.6	30	0.40	32.15
86/92	1.4	24.0	Казантип Kazantip			31	0.05	33.76
86/109	2.0	23.2	СБ/4-18	7.17	32.76	32	0.13	32.80
86/121	1.7	24.2	СБ/5-18	-1.40	26.49	33	0.49	32.61
86/122	2.2	24.1	СБ/6-18	3.97	31.14	34	0.82	32.27
86/123	2.0	24.6	СБ/8-18	4.51	30.22	35	0.37	34.24
86/126	2.0	23.2	Шар/2б-18	3.12	32.26	36	0.40	32.15
86/136	3.0	25.6	Шар/17-18	6.20	32.69	37	0.05	33.76
86/138	1.3	24.7	Шир/1к-18	4.22	32.12	38	0.13	32.80
86/139	1.3	26.0	Шир/1с-18	3.71	32.04	39	0.49	32.61
86/142	1.1	24.4	Шир/3-18	3.99	30.94	40	0.82	32.27
86/147	1.3	26.3	Шир/12-18	4.53	33.01	41	0.37	34.24

ными процессами, такими как перекристаллизация, доломитизация, карстование, протекающими с участием опресненных вод [14, 22].

Приведенные в таблице и на рис. 6 данные позволяют сделать следующие выводы.

Карбонатные породы **рифа Большая Косью** в целом характеризуются варьированием $\delta^{13}\text{C}$ в пределах нормы для морской воды — от -0.33 до 3.13 ‰, статистически (среднее $\pm$ СКО) это составляет (1.41 ± 0.63) ‰. Значения изотопного коэффициента по кислороду статистически колеблется в пределах $\delta^{18}\text{O} = (26.75 \pm 2.87)$ ‰, что отвечает уровню палеосолености морской воды в 20 – 26.2 ‰. Последнее несколько уступает средней солёности морской воды по фанерозою (29.5 – 33.5 ‰). Между значениями изотопных коэффициентов углерода и кислорода обнаружена слабая положительная связь ($r = 0.16$), коэффициенты их вариации составляют соответственно 45 и 11 ‰, что свидетельствует об умеренной изотопной однородности. Имеющиеся отклонения изотопного состава углерода и кислорода от средних значений могут свидетельствовать о колебаниях количества органического вещества (ОВ) в осадке — основного источника изотопно-легкого углерода. В целом для рассматриваемого рифа можно предполагать образование в обстановках разной подвижности вод, солёности и количества ОВ: рифового плато с отмелями (подвижная гидродинамика), межбиогермного и межкаркасного пространства, а также внутри-рифовой лагуны (относительно спокойная гидродинамика). Более детальная углеродно-изотопная кривая по рифовой толще выявила семь уровней с различающимися значениями $\delta^{13}\text{C}$, соответствующих разным стадиям развития рифовой экосистемы — стабилизации, колонизации, диверсификации и доминации, для

которых характерны собственные типы организмов и карбонатных отложений [30, 31]. Смещение значений $\delta^{18}\text{O}$ в область 28.3 – 30.0 ‰ при массовом развитии рифостроящих каркасных организмов и разнообразных биогермных известняков отражает нормально-морские условия развития рифа на стадии диверсификации.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах **микробийного холма Шарью** колеблется в пределах соответственно 0.8 – 3.0 и 20.4 – 26.3 , что статистически дает (1.71 ± 0.51) и (24.23 ± 1.36) ‰. Коэффициенты вариации изотопных коэффициентов определяются в 30 и 6 ‰, что свидетельствует о несколько большей однородности вещества холма по сравнению с выше рассмотренным рифом. Парной корреляции между значениями изотопных коэффициентов не выявлено. Вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в известняках франской части холма составляют 2.2 ‰ (0.8 – 3 ‰), а $\delta^{18}\text{O}$ — 2.5 ‰ (23.8 – 26.3 ‰), что соответствует выводу о значительной изотопной однородности карбонатного вещества. Для фаменских карбонатов характерны меньшие вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ — 0.8 ‰ (1.6 – 2.4 ‰), тогда как для кислорода они более существенны — 4.2 ‰ (20.4 – 24.6 ‰). В целом значения $\delta^{13}\text{C}$, полученные для микробийного холма, соответствуют морским карбонатам, а значения $\delta^{18}\text{O}$, напротив, заметно ниже типичных для нормально-морской обстановки. Последнее может свидетельствовать о формировании исследованного микробийного холма на мелководье и в опресненных условиях. В формировании каркаса микробийного холма важную роль играли кальцимикробы и цианобактерии, но при этом карбонаты аутигенного происхождения чередовались в разрезе биогерма с карбонатами аллохтонными, привнесенными в составе фрагментов фосфоритов, пелитоморфного и микробийного материала. Самые низкие значения изотопного состава кислорода в пределах 20.4 – 23.2 ‰ характерны для карбонатов в псевдоконгломератах с палеомикрокодиями. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в раковинах брахиопод рода *Cyrtospirifer*, широко распространенного в верхнедевонских рифогенных толщах Тимано-Североуральского региона, соответствуют оценкам палеотемпературы в 6 – 22 °C, а солёности вод — от 27 до 29 ‰ [7]. Последние значения на 3 – 3.5 ‰ ниже, чем таковые для других низкоширотных разрезов [53]. По данным [48], во франском веке в морских бассейнах Северной Америки, Европы и Австралии палеотемпература воды составляла 30 °C, а в течение фамена она лишь несколько снизилась. Палеосоленость морских вод по изотопным характеристикам брахиопод *Cyrtospirifer* в позднем девоне снизилась, что соответствует условиям крайнего мелководья на склонах карбонатных платформ с притоком пресных вод. Аналогичный результат был получен и при изучении верхнедевонских рифогенных толщ в Хорейверской впадине [19]. Отметим, что вариации палеотемператур и солёности по разрезу вполне могли быть обусловлены чередованием трансгрессивно-регрессивных фаз развития бассейна, отраженных в строении микробийного холма сменой биогермных фаций и более мелководных фаций биокластовых песков и органогенных песчанников, вплоть до субаэральных [34].

Реконструкция палеотемператур и палеоклимата позднедевонской эпохи в целом вызывает многочис-

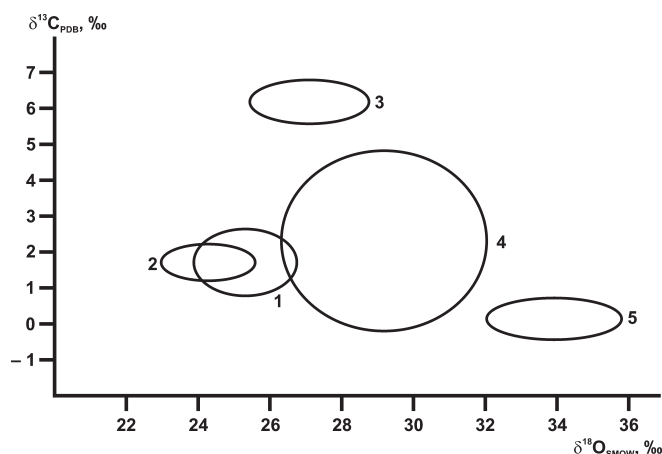


Рис. 6. Статистические поля (среднее $\pm$ СКО) варьирования изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в карбонатах исследованных органогенных построек: 1 — риф Большая Косью, 2 — микробийный холм Шарью, 3 — скелетный холм Кожым, 4 — мшанковый биогермный комплекс Казантип, 5 — постройки в зоне рифтовой долины севера Срединно-Атлантического хребта

Fig. 6. Static fields (mean $\pm$ RMS) of variations in the isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in carbonates of the studied organogenic buildups: 1 — Bol'shoj Kos'yu reef, 2 — Shar'yu microbial mound, 3 — Kozhym skeletal mound, 4 — Kazantip bryozoan biohermal complex, 5 — buildups in the rift valley zone of the northern Mid-Atlantic Ridge



ленные дискуссии [50]. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах микробиального холма Шарью является аномально низким, свидетельствуя о специфике условий развития этой постройки. В этой связи действительно может идти речь о поступлении в морской бассейн речных вод, что уже обсуждалось в публикациях по верхнему девону [45, 46].

Результаты исследования биогермных и биокластовых известняков и раковин брахиопод **скелетного холма Кожым** показали высокие значения изотопного коэффициента $\delta^{13}\text{C}$: для биогермных известняков 3.5–5.5 ‰, для биокластовых известняков 6.9–7.3 ‰, для раковин брахиопод 5.1–7.3 ‰. Статистические данные по холму составляют (6.18 ± 0.61) ‰. Это значительно превышает аналогичные характеристики нормально-морских карбонатов, свидетельствуя об испарительном режиме. Некоторое облегчение изотопного состава углерода от 5.5 до 3.5 ‰ в кальците биоцементолитов характеризует переход от цемента ранней генерации (радиально-лучистый кальцит) к цементу поздних генераций (блоковый кальцит). В палеоаплизинах изотопный состав карбонатного углерода достигает 5–5.2 ‰ [37]. Разброс изотопных величин на углеродной кривой в биогермных разностях составляет 2 ‰, в биокластовых – 0.4 ‰, а в раковинах брахиопод – 2.2 ‰. Следовательно, мы видим большой размах колебаний величины $\delta^{13}\text{C}$ именно в аутигенных карбонатах, тогда как в биокластовых карбонатах она по углероду в 5–6 раз изотопно-однородней. Можно предположить, что образование биоиндуцированных цементов происходило в более изменчивых по физико-химическим параметрам условиях [43].

Значения изотопного коэффициента для карбонатного кислорода в рассматриваемом скелетном холме демонстрируют весьма широкий разброс по разрезу – от 22.5 до 30 ‰. При этом выявляется очень сильная положительная корреляция изотопного состава кислорода и углерода ($r = 0.75$). Статистические (среднее $\pm$ СКО) оценки $\delta^{18}\text{O}$ определяются как (27.1 ± 1.66) ‰. Известняки с величинами $\delta^{18}\text{O}$ 28–30 ‰ и соответствующими значениями солёности 29.2–33.6 отвечают нормально-морским обстановкам со среднефанерозойской солёностью вод. Образцы карбонатов с более низкими значениями коэффициента $\delta^{18}\text{O}$ = 25–27.7 ‰ показывают некоторое опреснение до значений солёности 22.5–28.5 ‰. Самые низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ = 22.5–24.6 ‰ в карбонатах соответствуют палеосолёности в 17.5–21.5 ‰, что указывает на довольно опресненные морские воды.

Изотопное исследование аммоноидей Среднего Урала показало, что палеотемпература вод в мелководных морских бассейнах составляла для гжельского времени 13.7–18.9 °C, а для сакмарского – 17.4–23.7 °C [10]. Это соответствует умеренно прохладному климату. Таким образом, формирование скелетного холма Кожым происходило в условиях глобального позднекаменноугольного-раннепермского похолодания [25] на фоне уральских орогенных процессов, захвативших окраину карбонатной платформы [24]. Моря в это время характеризовались мезотрофностью вод и повышенной биопродуктивностью [25, 43], что объясняет существенно высокие значения изотопного состава углерода как в фоссилиях, так и в органогенных кар-

бонатах – от 3.5 до 7.1 ‰. На это указывает и развитие в составе холма преимущественно сессильных организмов, биоиндуцированного цемента и обилие скелетной биокластики.

Исследования изотопного состава карбонатных пород **биогермного комплекса Казантип** показали максимальные вариации изотопных значений: $\delta^{13}\text{C}$ = от –2.76 до 7.17 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ = от 24.20 до 33.01 ‰. Статистические (средние $\pm$ СКО) данные составляют соответственно (2.31 ± 2.51) и (29.18 ± 2.86) ‰. При этом, судя по коэффициентам вариации, степень изотопной неоднородности по углероду оказалась в 10 раз выше, чем по кислороду (109 против 10 ‰). Корреляция между значениями изотопных коэффициентов здесь отсутствует.

В пределах комплекса карбонатные образования по величинам $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подразделяются на три кластера. *Первый кластер* образуют пелитоморфные известняки с неравномерно распределенной биокластикой, вадозной пористостью, звездочками гематита и зернами глауконита: $\delta^{13}\text{C}$ = от –2.76 до –1.05 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ = от 24.20–27.53 ‰; палеосолёность составляла 20.8–28.15 ‰. Незначительность колебаний изотопного состава отражает относительную устойчивость условий образования карбонатов, характеризовавшихся обогащением осадков органическим веществом и опреснением морских вод. *Второй кластер* характеризуют биогермные мшанковые известняки с биоиндуцированным цементом и гастроподами: $\delta^{13}\text{C}$ = 1.92–2.69 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ = 28.19–29.03 ‰. Судя по приведенным значениям изотопного состава, условия образования мшанковых известняков были еще однообразнее, солёность морской воды была близка к среднефанерозойской. *В третий кластер* объединены гораздо более изотопно-неоднородные образования: карбонатные корки на мшанковых биогермах, моллюсково-полихетовые минибюгермы и известняки глинисто-доломитовые, вплоть до доломита со значениями $\delta^{13}\text{C}$ = 3.12–7.17 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ = 30.22–33.01 ‰. Палеосолёность морских вод оценивается в 33.8–41 ‰, что значительно превышает среднефанерозойские данные по морской воде.

Таким образом, проведенный изотопный анализ выявил отчетливые изменения условий карбонатообразования во время формирования биогермного комплекса Казантип. Породы первого кластера, распространенные на разных уровнях изученного разреза, образовались в обстановке мелководного моря с опресненной водой и с обогащением осадочной среды ОВ на фоне регрессии, неравномерного поступления терригенного материала с суши и проявления субаэральных процессов. Для пород второго кластера (средняя часть разреза) была характерна обстановка с солоноватой морской водой, позволявшая мшанкам строить каркас за счет раннедиагенетического биоиндуцированного цемента, а гастроподам образовывать поселения. Породы третьего кластера, характеризующие разные интервалы разреза, формировались в более экстремальных условиях, сочетающих повышенную солёность морской воды и повышенный режим испарения. Электронно-микроскопические исследования карбонатных корок и моллюсково-полихетовых минибюгермов выявили в них фоссилизированные биопленки и нетипичную для нормально-осадочных карбонатов аутигенную минерализацию. Эти разноо-



бразные карбонаты формировались в обстановке мелководного внутриконтинентального морского бассейна с участием в осадкообразовании локальных газифлюидных высачиваний.

Голоцен-верхнеплейстоценовые глубоководные **органогенно-карбонатные постройки Северной Атлантики** характеризуются аномальными изотопно-геохимическими свойствами — сочетанием относительно изотопно-лёгкого углерода — $\delta^{13}\text{C}$ = от -0.96 до 0.83 ‰, характерного для нормально-морских карбонатов, и экстремально изотопно-тяжелого для морских обстановок кислорода — $\delta^{18}\text{O}$ = 32.24 — 39.75 ‰. Причем этих свойства практически тождественно характерны как для кальцитовых, так и для железомарганцевых карбонатов. Статистические оценки значений изотопных коэффициентов определяются как $\delta^{13}\text{C} = (0.14 \pm 0.58)$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = (33.92 \pm 1.88)$ ‰. Между значениями изотопных коэффициентов обнаруживается сильная отрицательная корреляция ($r = -0.57$).

Из приведенных данных видно, что в карбонатах построек пририфтовой долины с активным вулканизмом сочетается весьма большая изотопная неоднородность по углероду (коэффициент вариации — 414 %) с редко встречающейся изотопной однородностью по кислороду (5.5 %). Соленость среды образования этих карбонатов определяется в 38.6—48.2 ‰, что на 30—45 % превышает среднефанерозойскую соленость морских вод. Таким образом, обнаруживается, что океанические пририфтовые органогенно-карбонатные постройки характеризуются принципиально разными изотопными типами углерода и кислорода — нормально-морским для углерода и аномальным изотопно-тяжелым для кислорода. Эта разнотипность объясняется тем, что углерод в карбонатах рассматриваемых построек имеет нормально-морское происхождение, а вот кислород по происхождению, возможно, не бикарбонатный, а сульфатный, обусловленный жизнедеятельностью особых микроорганизмов.

Заключение

По результатам изотопных ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) исследований карбонатного вещества органогенных построек можно сделать следующие выводы.

Генетическое разнообразие объектов исследования, установленное литолого-палеоэкологическими и химико-физическими методами, нашло свое подтверждение и обоснование в изотопных величинах углерода и кислорода, палеосолености и палеотемпературах.

Известняки среднекарийского рифа Большая Косью как сложно построенного рифового комплекса характеризуются существенным варьированием величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: от -0.33 до 3.13 ‰ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ — от 22.5 ‰ до 30.0 ‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, выходящие за пределы области нормально-осадочных морских карбонатов, соответствуют условиям внутририфовой лагуны. В область нормально-осадочных морских карбонатов попадают карбонаты с наивысшим таксономическим, морфологическим и количественным распространением каркасостроющих организмов.

В карбонатных породах среднефранско-фаменского микробиального холма Шарью изотопный состав углерода и кислорода колеблется от 0.8 до 3.0 ‰ и от 20.4 до 26.3 ‰ соответственно. Факторами, обу-

словившими низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, были поступление изотопно-легких вод с речным стоком (обмен в периоды регрессии вплоть до субэвральными) и аридизация климата в связи с похолоданием в фаменское время.

Известняки и раковины брахиопод гжельско-сакмарского скелетного холма Кожым показали высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ — от 3.5 до 7.3 ‰ и варьирование значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в пределах 7.5 ‰ (22.5—30.0 ‰). Среднеасельские известняки и брахиоподы с величинами 27.5—30 ‰ характеризуют область нормально-осадочных морских карбонатов. А верхнегжельские и сакмарские карбонаты и брахиоподы (22.5—27.4 ‰) — морские условия с меняющейся соленостью и температурой. Утяжеление значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах и брахиоподах могло быть связано как с ингрессиями морских вод, насыщенных ОВ, так и усилением процессов испарения при аридизации климата.

Образование кластеров карбонатных пород биогермного комплекса Казантип с отличающимися значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отражают группы карбонатов по химическому составу и условиям образования в полуизолированном мелководном бассейне с колебанием уровня моря и, соответственно, солености и температуры: опресненный морской водоем $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (-2.76 — 1.05 ‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (24.20—27.5 ‰), морской бассейн с солоноватыми водами $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (1.92—2.69 ‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (28.19—29.03 ‰) и бассейн с влиянием газифлюидных высачиваний и усилением испарительного режима: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (3.12—7.17 ‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (30.22—33.01 ‰).

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов глубоководных органогенно-карбонатных построек севера Срединно-Атлантического хребта показал, что они характеризуются однородностью, но имеют принципиально разные изотопные типы углерода и кислорода. Изотопный состав углерода кальцитовых тел построек не выходит за пределы интервала значений ($-1...+1$ ‰) морских осадочных карбонатов, но имеет аномально изотопно-тяжелые значения кислорода (33—40 ‰); в железомарганцевых карбонатах — значения $-3...+1$ ‰ и 32—35 ‰ соответственно. Абсолютное отсутствие корреляции изотопных составов в единой постройке могло быть связано с особенностями изотопного обмена в придонных водах внеосевой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Работа выполнялась в рамках государственного задания ИГ Коми ФИЦ НЦ УрО РАН (номер государственной регистрации № АААА-А17-117121270034-3) и государственного задания ФГУН ИГГ УрО РАН (номер государственной регистрации АААА-А18-118053090045-8).

Авторы признательны рецензентам за полезные рекомендации по расшифровке аналитических данных и подготовке статьи к публикации.

Литература

1. Антошкина А. И. Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с геобiosферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. М.: ПИН РАН, 2011. С. 116—141. (Геобиологические системы в прошлом).
2. Антошкина А. И., Добрецова И. Г., Силаев В. И., Киселёва Д. В., Череди́нченко Н. В. Особенности состава и стро-



ения карбонатных построек в северной зоне Срединного Атлантического хребта // Геология рифов: Всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 19—22.

3. Виноградов В. И. Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палео-экологические реконструкции // Литол. и полез. ископ. 2008. № 1. С. 51—65.

4. Галимов Э. М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.

5. Голубцов В. А., Черкашина А. А., Пустовойтов К. Е., Штарп К. Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1215—1227.

6. Добрецова И. Г., Оськина Н. С. О взаимодействии базальтов с карбонатными осадками в районе 13—20° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 307—311.

7. Дорофеева Л. А., Сорикиан Е. В., Малковский К. Изотопно-геохимические данные раковин брахиопод Восточно-Европейской платформы: значение для реконструкции условий формирования и корреляции позднедевонских отложений // Геология девонской системы: Материалы междунар. симпоз. Сыктывкар, 2002. С. 153—156.

8. Дубинина Е. О., Крамчанинов А. Ю., Силантьев С. А., Бортникова Н. С. Влияние скорости осаждения на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{88}\text{Sr}$) карбонатов построек поля Лост-Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.) // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 413—430.

9. Захаров Ю. Д., Соколова Е. А., Смышляева О. П., Шигэта Я, Танабэ К., Мазда Х., Веливецкая Т. Г., Попов А. М., Игнатьев А. В., Афанасьева Т. Б. Новые данные по изотопам кислорода и углерода органогенных карбонатов и проблема низких изотопных палеотемператур тропиков в маастрихте // Тихоокеан. геолог. 2004. Т. 23. № 4. С. 54—72.

10. Захаров Ю. Д., Борискина Н. Г., Попов А. М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.

11. Захаров Ю. Д., Смышляева О. П., Попов А. М., Шигэта Я. Изотопный состав позднемезозойских органо-генных карбонатов Дальнего Востока (стабильные изотопы кислорода и углерода, основные палеоклиматические события и их глобальная корреляция) // Владивосток: Дальнаука, 2006. 204 с.

12. Ключин А. А. Факторы, определяющие биоразнообразие Казантипского природного заповедника // Тр. Никитского ботанич. сада — нац. науч. центра. 2006. Т. 126. С. 133—148.

13. Кравчишина М. Д., Леин А. Ю., Саввичев А. С., Рейхард Л. Е., Дара О. М., Флинт М. В. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194—213.

14. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литол. и полез. ископ. 2001. № 5. С. 491—508.

15. Кулешов В. Н., Арефьев М. П., Покровский Б. Г. Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) континентальных карбонатов из отложений рубежа перми и триаса северо-востока Русской плиты: палеоклиматические и биотические причины, хеомстратиграфия // Литол. и полез. ископ. 2019. № 6. С. 568—591.

16. Леин А. Ю., Галкин С. В., Масленников В. В., Богданов Ю. А., Богданова О. Ю., Дара О. М., Иванов М. В. Новый тип карбонатных пород на дне океана (Срединно-Атлантический хребет, 30°07' с.ш.) // ДАН. 2007. Т. 412. № 4. С. 535—539.

17. Логвинова Е. А., Матвеева Т. В. Сравнение изотопного состава аутигенных карбонатов из различных районов мирового океана // Вестник СПбГУ. 2009. Сер. 7. Вып. 1. С. 48—56.

18. Маслов А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учеб. пособие. Екатеринбург, 2005. 289 с.

19. Матвеева Н. А. Условия образования фаменских рифогенных отложений Центрально-Хорейверского вала Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/16_2017.pdf

20. Мизенс Г. А., Кулешов В. Н., Степанова Т. Н. Первые сведения об изотопном составе углерода и кислорода в каменноугольных известняках восточного склона Южного Урала // Литосфера. 2008. № 4. С. 4—10.

21. Параев В. В., Молчанов В. И., Еганов Э. А. Парадоксальность теории эволюции органического мира и тенденции ее решения // Уральский геолог. журн. 2009. № 46. Вып. 70. С. 3—30.

22. Покровский Б. Г., Мележик В. А., Буякайте М. И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505—530.

23. Преображеский Б. В. Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.

24. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн ПолиграфСервис, 2010. 280 с.

25. Реймерс А. Н., Алексеев А. С., Ермакова Ю. В. Позднекаменноугольно-раннепермские климатические колебания и биотические события // Бюл. Моск. об-ва исп-лей природы. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 41—48.

26. Садыков С. А., Потапов С. С. Изотопный состав углерода в карбонатных спелеотемах // Литосфера. 2011. № 5. С. 102—110.

27. Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 256 с.

28. Шмелёва Л. А. Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал): 23-я науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 146—149.

29. Шмелёва Л. А. Литолого-палеоэкологическая характеристика верхнеордовикского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Литосфера. 2016. № 1. С. 154—162.

30. Шмелёва Л. А. Биоразнообразие верхнеордовикского рифа Большая Косью, Северный Урал // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 11. С. 38—42.

31. Шмелёва Л. А. Изотопно-геохимические вариации как отражение геобиологических факторов в эволюции позднеордовикской рифовой экосистемы Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Геологический вестник. 2020. № 2. С. 94—109.

32. Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции геобиологических систем на примере севера Урала / Антошкина А. И., Понома-

ренко Е. С., Рябинкина Н. Н., Валяева О. В., Лютоев В. П., Салдин В. А., Сандула А. Н., Канева Н. А. Сыктывкар: Геопринт, 2010. 44 с. (Отчетная серия № 2 (83)).

33. Anadon P., Utrilla R. Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain. *Sediment.*, 1993, V. 40, pp. 699–720.

34. Antoshkina A. I. Palaeoenvironmental implications of *Palaeomicrocodium* in Upper Devonian microbial mounds of the Chernyshev Swell, Timan-northern Ural Region. *Facies*, 2006, V. 52, pp. 611–625.

35. Antoshkina A. Justification of the unit boundaries by isotope data in the Gzhelian-Sakmarian carbonate massif in the Subpolar Urals / Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017: Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. *Filodiritto Intern. Procs.*, 2018. pp. 19–23.

36. Antoshkina A. I., Leonova L. V., Simakova Yu. S. The Development of Miocene Biohermal Bryozoan Limestones of Kazantip Cape (Crimea): A New Insight. *Doklady Earth Sc.*, 2020, V. 49. Part 2, pp. 195–198.

37. Antoshkina A. I., Ponomarenko E. S. Bioinduced Crustification as a Reaction of Late Carboniferous–Early Permian Reef Ecosystems to Biosphere Changes. *Paleont. J.*, 2014, V. 48. no. 14. pp. 1565–1576.

38. Bekker A., Holmden C., Beukes N. J., Kenig, F., Eglinton, B., Patterson, W. P. Fractionation between inorganic and organic carbon during the Lomagundi (2.22–2.1 Ga) carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Sc. Let.*, 2008, V. 271. No 1–4, pp. 278–291.

39. Brand U., Logan A., Hiller N., Richardson J. Geochemistry of modern brachiopods: applications and implications for oceanography and paleoceanography. *Chem. Geol.*, 2003, V. 198, pp. 305–334.

40. Copper P. Reefs under stress: the fossil record. *Cour Forsh Senc*, 1994, V. 72, pp. 87–94.

41. Halverson G. P., Hoffman P. F., Schrag D. P., Maloof A. C., Rice A. H. N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 2005, V. 117, no. 9/10, pp. 1181–1207.

42. Ingram B. L., Ingle J. C., Conrad M. E. A 2000 yr record of Sacramento-San Joaquin river inflow to San Francisco Bay estuary, California. *Geology*, 1996, V. 24, no. 4, pp. 331–334.

43. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 2010, 976 p.

44. Gorshkov V. G., Makarieva A. M., Gorshkov V. V. Revising the fundamentals of environmental knowledge: the biota-environment interaction. *Ecolog. Compl.*, 2004, V. 1, P. 17–36.

45. Kaiser, S. I., Becker, R. T., Hassani, A. E. Middle to Late Famennian successions at Ain Jemaa (Moroccan Meseta) — implications for regional correlation, event stratigraphy and synsedimentary tectonics of NW Gondwana / R.T. Becker, W.T. Kirchgasser (eds.). *Devonian Events and Correlation*. Geological Society, London, Spec. Publ., 2007, V. 278, pp. 237–260.

46. Lakin J. A., Marshall J. E. A., Troth I. Harding I. C. Greenhouse to icehouse: A biostratigraphic review of latest Devonian–Mississippian glaciations and their global effects. Geological Society, London, Special Publications, 2016, V. 423, No 1, 439–464.

47. James N. P. Bourque P. A. Reefs and Mounds / R.G. Walker, N.P. James (eds). *Facies Models - Response to Sea-Level Change*. Geological Association of Canada. 1992, pp. 323–347.

48. Joachimski M. M., Breisig S., Buggisch W. Talent J. A., Mawson R., Gereke M., Morrow J. R., Day J., Weddige K.. Devonian

climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Let.*, 2009, V. 284, pp. 599–609.

49. Oehlert A. M., Swar P. K. Rolling window regression of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in carbonate sediments: Implications for source and diagenesis. *Depositional Record*. 2019, V. 5, P. 613–630.

50. Racki G. A volcanic scenario for the Frasnian–Famennian major biotic crisis and other Late Devonian global changes: More answers than questions? *Global and Planetary Change*, 2020, V. 189, pp. 103–174.

51. Ryb U., Eiler J. M. Oxygen isotope composition of the Phanerozoic ocean and a possible solution to the dolomite problem. *PNAS*, 2018, V. 115, no. 26, pp. 6602–6607.

52. Sarangi V., Kumar A., Sanyal P. Effect of pedogenesis on the stable isotopic composition of calcretes and n-alkanes: Implications for palaeoenvironmental reconstruction. *Sedimentology*, 2019, V. 66, pp. 1560–1579.

53. Van Geldern R., Joachimski M. M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E. A., Ma X.-P. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopods shell calcite. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2006, V. 240, P. 47–67.

References

1. Antoshkina A. I. *Rannepaleozoiskoe rifoobrazovanie na severe Urala kak primer ego vzaimosvyazi s geo-biosfernymi izmeneniyami* (Early Paleozoic reef formation in the North of the Urals as an example of its relationship with geo-biosphere changes). In: *Rifogennyye formatsii i rify v evolyutsii biosfery* (Reef formations and reefs in the evolution of the biosphere). Seriya «Geo-biologicheskie sistemy v proshlom». Moscow: PIN RAS, 2011, pp. 116–141.

2. Antoshkina A. I., Dobrecova I. G., Silaev V. I., Kiselyova D. V., Cherednichenko N. V. *Osobennosti sostava i stroeniya karbonatnykh postroek v severnoy zone Sredinnogo Atlanticheskogo hrebta* (Features of the composition and structure of carbonate structures in the northern zone of the Mid-Atlantic Ridge). Conference «Geology of reefs». Syktyvkar: Geoprint, 2020, pp. 19–22.

3. Vinogradov V. I. *Izotopnyy sostav ugleroda i kisloroda vend-kembrijskikh karbonatnykh porod i paleoekologicheskie rekonstrukcii* (Carbon and oxygen isotopic composition of Vendian-Cambrian carbonate rocks and paleoecological reconstructions). *Litol. i polez. isko.*, 2008, No. 1, pp. 51–65.

4. Galimov E. M. *Priroda biologicheskogo frakcionirovaniya izotopov* (The nature of biological isotope fractionation). Moscow: Nauka, 1981, 247 pp.

5. Golubcov V. A., Cherkashina A. A., Pustovojtov K. E., Shtar K. *Stabil'nye izotopy ugleroda i kisloroda pedogennykh karbonatnykh kutan v chernozemah Yuzhnogo Pribajkal'ya kak indikatory lokal'nykh ekologicheskikh izmenenij* (Stable carbon and oxygen isotopes of endogenous carbonate cutanes in the chernozems of the Southern Baikal region as indicators of local environmental changes). *Pochvovedenie*, 2014, No. 10, pp. 1215–1227.

6. Dobrecova I. G., Os'kina N. S. *O vzaimodejstvii bazal'tov s karbonatnymi osadkami v rajone 13o–20o s.sh. Sredinno-Atlanticheskogo hrebta* (On the interaction of basalts with carbonate sediments in the region of 13–20 degrees north latitude of the Mid-Atlantic Ridge). *Doklady Earth Sciences*, 2015, V. 461, No. 3, pp. 307–311.

7. Dorofeeva L. A., Sorikan E. V., Malkovskij K. *Izotopno-geohimicheskie dannye rakovin brahiopod Vostochno-Evropejskoj*



platformy: Znachenie dlya rekonstrukcii uslovij formirovaniya i korrelyatsii pozdnedevonskikh otlozhenij (Isotope-geochemical data of brachiopod shells of the East European Platform: Significance for the reconstruction of formation conditions and correlation of Late Devonian sediments). Proceedings of conference. Syktyvkar, 2002, pp. 153–156.

8. Dubinina E. O., Kramchaninov A. Yu., Silant'ev S. A., Bortnikova N. S. Vliyanie skorosti osazhdeniya na izotopnyj sostav ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{S}$ i $\delta^{88}\text{Sr}$) karbonatov postroek polya Lost-Siti (Sredinno-Atlanticheskij hrebet, 30° s.sh.) (The effect of the deposition rate on the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{88}\text{Sr}$) of carbonates of the buildings of the Lost City field (Mid-Atlantic Ridge, 30° s.w.)). Petrol., 2020, V. 28, No. 4, pp. 413–430.

9. Zaharov Yu. D., Sokolova E. A., Smyshlyaeva O. P., Shigeta Y. A., Tanabe K., Maeda H., Veliveckaya T. G., Popov A. M., Ignat'ev A. V., Afanas'eva T. B. Novye dannye po izotopam kisloroda i ugleroda organogennykh karbonatov i problema nizkikh izotopnykh paleotemperatur tropikov v maastrichte (New data on oxygen and carbon isotopes of organogenic carbonates and the problem of low isotopic paleotemperatures of the tropics in Maastricht). Tihookean. Geolog., 2004, V. 23, No. 4, pp. 54–72.

10. Zaharov Yu. D., Boriskina N. G., Popov A. M. Rekonstrukciya uslovij morskoy sredy pozdnego paleozoya i mezozoya po izotopnym dannym (na primere severa Evrazii) (Reconstruction of the conditions of the marine environment of the Late Paleozoic and Mesozoic according to isotopic data (on the example of the north of Eurasia)). Vladivostok: Dal'nauka, 2001, 112 p.

11. Zaharov Yu. D., Smyshlyaeva O. P., Popov A. M., Shigeta Y. A. Izotopnyj sostav pozdne mezozoijskikh organogennykh karbonatov Dal'nego Vostoka (stabil'nye izotopy kisloroda i ugleroda, osnovnye paleoklimaticheskie sobytiya i ih global'naya korrelyatsiya) (Isotopic composition of Late Mesozoic organogenic carbonates of the Far East (stable oxygen and carbon isotopes, major paleoclimatic events and their global correlation)). Vladivostok: Dal'nauka, 2006, 204 p.

12. Klyukin A. A. Faktory, opredelyayushchie bioraznoobrazie Kazantipskogo prirodnogo zapovednika (Factors determining the biodiversity of the Kazantip Nature Reserve). Tr. Nikitskogo botanich. sada — Nac. nauch. centra. 2006, V. 126, pp. 133–148.

13. Kravchishina M. D., Lein A. Yu., Savvichev A. S., Rejhard L. E., Dara O. M., Flint M. V. Autigenyj Mg-kal'cit na metanovom poligone v more Laptevyyh (Autigenic Mg-calcite at the methane landfill in the Laptev Sea). Okeanol., 2017, V. 57, No. 1, pp. 194–213.

14. Kuleshov V. N. Evolyuciya izotopnykh uglekislotno-vodnykh sistem v litogeneze. Soobshchenie 1. Sedimentogenez i diagenenez (Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Message 1. Sedimentogenesis and diagenesis.). Litologiya i poleznye iskopaemye, 2001, No. 5, pp. 491–508.

15. Kuleshov V. N., Aref'ev M. P., Pokrovskij B. G. Izotopnye osobennosti ($\delta^{13}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$) kontinental'nykh karbonatov iz otlozhenij rubezha permi i triasa severo-vostoka Russkoj plity: paleoklimaticheskie i bioticheskie prichiny, hemostratigrafiya (Isotopic features ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of continental carbonates from deposits of the Permian and Triassic boundary of the Northeastern Russian Plate: paleoclimatic and biotic causes, chemostratigraphy). Litologiya i poleznye iskopaemye, 2019, No. 6, pp. 568–591.

16. Lein A. Yu., Galkin S. V., Maslennikov V. V., Bogdanov Yu. A., Bogdanova O. Yu., Dara O. M., akademik M. V. Ivanov. Novyj tip karbonatnykh porod na dne okeana (Sredinno-Atlanticheskij hrebet, $30^\circ 07'$ s.sh.) (A new type of carbonate rocks on the ocean

floor (Mid-Atlantic ridge, $30^\circ 07'$ s.w.)). Doklady Earth Sciences, 2007, V. 412, No. 4, pp. 535–539.

17. Logvinova E. A., Matveeva T. V. Sravnenie izotopnogo sostava autigennykh karbonatov iz razlichnykh rajonov mirovogo okeana (Comparison of the isotopic composition of autigenic carbonates from various regions of the world ocean). Vestnik SPbGU, 2009, V. 7, No. 1, pp. 48–56.

18. Maslov A. V. Osadochnye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannyyh (Sedimentary rocks: methods of studying and interpreting the data obtained.). Uchebnoe posobie. Ekaterinburg, 2005, 289 p.

19. Matveeva N. A. Usloviya obrazovaniya famenskih rifogennykh otlozhenij Central'no-Horejverskogo vala Timano-Pechorskoj provincii (Conditions of formation of Famen riphogenic deposits of the Central Khoreyversky shaft of the Timan-Pechora province). Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 2017, V. 12, No. 2. http://www.ngpt.ru/rub/2/16_2017.pdf

20. Mizens G. A., Kuleshov V. N., Stepanova T. N. Pervye svedeniya ob izotopnom sostave ugleroda i kisloroda v kamennougol'nykh izvestnyakh Vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala (The first information about the isotopic composition of carbon and oxygen in carboniferous limestones of the Eastern slope of the Southern Urals). Litosfera, 2008, No. 4, pp. 4–10.

21. Paraev V. V., Molchanov V. I., Eganov E. A. Paradoksal'nost' teorii evolyucii organicheskogo mira i tendencii ee resheniya (The paradoxical nature of the theory of evolution of the organic world and the tendencies of its solution.). Ural'skij geolog. zhurn., 2009, No. 4b, V. 70, pp. 3–30.

22. Pokrovskij B. G., Melezhih V. A., Buyakajte M. I. Izotopnyj sostav C, O, Sr i S v pozdnedokembrijskikh otlozheniyakh patomskogo kompleksa, Central'naya Sibir'. Soobshchenie 1. Rezul'taty, izotopnaya stratigrafiya i problemy datirovaniya (Isotopic composition of C, O, Sr and S in Late Precambrian sediments of the Patom complex, Central Siberia. Message 1. Results, isotopic stratigraphy and dating problems). Litologiya i poleznye iskopaemye, 2006, No. 5, pp. 505–530.

23. Preobrazhensky B. V. Sovremennye rify. M.: Nauka, 1986. 244 s.

24. Puchkov V. N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) (Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)). Ufa: Dizajn PoligrafServis, 2010, 280 p.

25. Rejmers A. N., Alekseev A. S., Ermakova Yu. V. Pozdnekamennougol'no-rannepermiskie klimaticheskie kolebaniya i bioticheskie sobytiya (Late Carboniferous-Early Permian climatic fluctuations and biotic events). MOIP. otd. geol., 2013, V. 88, No. 1, pp. 41–48.

26. Sadykov S. A., Potapov S. S. Izotopnyj sostav ugleroda v karbonatnykh speleotemah (Isotopic composition of carbon in carbonate speleothems). Litosfera, 2011, No. 5, pp. 102–110.

27. Teis R. V., Naydin D. P. Paleotermometriya i izotopny sostav kisloroda organogennykh karbonatov (Paleothermometry and oxygen isotopic composition of organogenic carbonates). Moscow: Nauka, 1973, 256 p.

28. Shmelyova L. A. Paleolandshaftnaya rekonstrukciya verhnordovikskogo rifa r. B. Kos'yu (r. Ilych, Severnyj Ural) (Paleolandscape reconstruction of the Upper Ordovician reef by R. B. Kosy (Ilych River, Northern Urals)). Proceedings of conference. Syktyvkar: Geoprint, 2014, pp. 146–149.

29. Shmelyova L. A. Litologo-paleoekologicheskaya harakteristika verhnordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu (bassejn r. Ilych, Severnyj Ural) (Lithological and paleoecological

characteristics of the Upper Ordovician reef Bolshaya Kosyu (basin of the Ilych, Northern Urals)). *Litosfera*, 2016, No. 1, pp. 154–162.

30. Shmelyova L. A. *Bioraznoobrazie verkhneordovikskogo rifa Bol'shaya Kos'yu, Severnyy Ural* (Biodiversity of the Upper Ordovician reef Bolshaya Kosyu, Northern Urals). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, 2018, No. 11, pp. 38–42.

31. Shmelyova L. A. *Izotopno-geokhimicheskie variatsii kak otryazhenie geobiologicheskikh faktorov v evolyucii pozdneordovikskoy rifovoy ekosistemy Bol'shaya Kos'yu (r. Ilych, Severnyy Ural)* (Isotope-geochemical variations as a reflection of geobiological factors in the evolution of the Late Ordovician reef ecosystem of Bolshaya Kosyu (Ilych River, Northern Urals)). *Geologicheskij vestnik*, 2020, No. 2, pp. 94–109.

32. *Evolucionnyy trend paleozojskoy rifovoy ekosistemy kak otryazhenie evolyucii geo-biologicheskikh sistem na primere Severa Urala* (Evolucionnyy trend paleozojskoy rifovoy ekosistemy kak otryazhenie evolyucii geo-biologicheskikh sistem na primere Severa Urala). Antoshkina A. I., Ponomarenko E. S., Ryabinkina N. N., Valyaeva O. V., Lyutov V. P., Saldin V. A., Sandula A. N., Kaneva N. A., Syktyvkar: Geoprint, 2010. 44 pp.

33. Anadon P., Utrilla R. Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain. *Sediment.*, 1993, V. 40, pp. 699–720.

34. Antoshkina A. I. Palaeoenvironmental implications of Palaeomicrocodium in Upper Devonian microbial mounds of the Chernyshev Swell, Timan-northern Ural Region. *Facies*, 2006, V. 52, pp. 611–625.

35. Antoshkina A. Justification of the unit boundaries by isotope data in the Gzhelian-Sakmarian carbonate massif in the Subpolar Urals. Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017: Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. *Filodiritto Intern. Procs.*, 2018. pp. 19–23.

36. Antoshkina A. I., Leonova L. V., Simakova Yu. S. The Development of Miocene Biohermal Bryozoan Limestones of Kazantip Cape (Crimea): A New Insight. *Doklady Earth Sc.*, 2020, V. 49. Part 2, pp. 195–198.

37. Antoshkina A. I., Ponomarenko E. S. Bioinduced Crustification as a Reaction of Late Carboniferous–Early Permian Reef Ecosystems to Biosphere Changes. *Paleont. J.*, 2014, V. 48, No. 14, pp. 1565–1576.

38. Bekker A., Holmden C., Beukes N. J., Kenig, F., Eglinton, B., Patterson, W. P. Fractionation between inorganic and organic carbon during the Lomagundi (2.22–2.1 Ga) carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Sc. Let.*, 2008, V. 271, No. 1–4, pp. 278–291.

39. Brand U., Logan A., Hiller N., Richardson J. Geochemistry of modern brachiopods: applications and implications for oceanography and paleoceanography. *Chem. Geol.*, 2003, V. 198, pp. 305–334.

40. Copper P. Reefs under stress: the fossil record. *Cour Forsh Senc*, 1994, V. 72, pp. 87–94.

41. Halverson G. P., Hoffman P. F., Schrag D. P., Maloof A. C., Rice A. H. N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 2005, V. 117, No. 9/10, pp. 1181–1207.

42. Ingram B. L., Ingle J. C., Conrad M. E. A 2000 yr record of Sacramento-San Joaquin river inflow to San Francisco Bay estuary, California. *Geology*, 1996, V. 24, No. 4, pp. 331–334.

43. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag, 2010, 976 p.

44. Gorshkov V. G., Makarieva A. M., Gorshkov V. V. Revising the fundamentals of environmental knowledge: the biota-environment interaction. *Ecolog. Compl.*, 2004, V. 1, pp. 17–36.

45. Kaiser, S. I., Becker, R. T., Hassani, A. E. Middle to Late Famennian successions at Ain Jemaa (Moroccan Meseta) — implications for regional correlation, event stratigraphy and synsedimentary tectonics of NW Gondwana / R.T. Becker, W.T. Kirchgasser (eds.). *Devonian Events and Correlation*. Geological Society, London, Spec. Publ., 2007, V. 278, pp. 237–260.

46. Lakin J. A., Marshall J. E. A., Troth I., Harding I. C. Greenhouse to icehouse: A biostratigraphic review of latest Devonian-Mississippian glaciations and their global effects. Geological Society, London, Special Publications, 2016, V. 423, No. 1, pp. 439–464.

47. James N. P., Bourque P. A. Reefs and Mounds / R. G. Walker, N. P. James (eds). *Facies Models - Response to Sea-Level Change*. Geological Association of Canada, 1992, pp. 323–347.

48. Joachimski M. M., Breisig S., Buggisch W., Talent J. A., Mawson R., Gereke M., Morrow J. R., Day J., Weddige K. Devonian climate and reef evolution: Insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Let.*, 2009, V. 284, pp. 599–609.

49. Oehlert A. M., Swar P. K. Rolling window regression of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in carbonate sediments: Implications for source and diagenesis. *Depositional Record*, 2019, V. 5, pp. 613–630.

50. Racki G. A volcanic scenario for the Frasnian–Famennian major biotic crisis and other Late Devonian global changes: More answers than questions? *Global and Planetary Change*, 2020, V. 189, pp. 103–174.

51. Ryb U., Eiler J. M. Oxygen isotope composition of the Phanerozoic ocean and a possible solution to the dolomite problem. *PNAS*, 2018, V. 115, No. 26, pp. 6602–6607.

52. Sarangi V., Kumar A., Sanyal P. Effect of pedogenesis on the stable isotopic composition of calcretes and n-alkanes: Implications for palaeoenvironmental reconstruction. *Sedimentology*, 2019, V. 66, pp. 1560–1579.

53. Van Geldern R., Joachimski M. M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E. A., Ma X.-P. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopods shell calcite. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 2006, V. 240, pp. 47–67.

Поступила в редакцию / Received 14.10.2021



УДК: 551.733.33 [282.247.42], 552.541; 551.314

DOI: 10.19110/geov.2021.11.4

Литологические и изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) особенности верхнесилурийских отложений зарифовой лагуны бассейна р. Илыч (Северный Урал)

Е. С. Пономаренко

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
esponomarenko@geo.komisc.ru

Верхний силур широко представлен на Северном Урале разнофациальными отложениями. Фации континентального склона и рифовых отмелей хорошо освещены в геологической литературе, в то время как фации зарифовых лагун ещё не получили детальной характеристики. Объект исследований включает два разреза зарифовых отложений в бассейне р. Илыч. В настоящей работе дается описание типов пород, слагающих разрезы, и их изотопная характеристика. Позднесилурийская зарифовая лагуна отличалась мозаичным распределением фаций, в составе которых выделяются области островного мелководья, между которыми находились участки со спокойным гидродинамическим режимом. В последних отлагались преимущественно иловые карбонаты, представленные сгустковыми фенестровыми известняками. Область островного мелководья характеризовалась широким распространением известняковых песков, обломочный материал был получен из вероятных палеопочвенных карбонатов. Они характеризуются слегка повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$, которые, вероятно, отражают изотопное фракционирование на испарительном геохимическом барьере. Среди вторичных изменений изученных пород описаны доломитизация карстование. Цементолиты интерпретируются как материал заполнения карстовых полостей.

Ключевые слова: верхний силур, Северный Урал, лагунные отложения, изотопия C и O.

Lithological and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) features of the Upper Silurian back-reef lagoon deposits of the Ilych River Basin, the Northern Urals

E. S. Ponomarenko

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The Upper Silurian is widely developed in the Northern Urals, where it is represented by various facies. The continental slope facies and the reef shoal facies are well documented in the geological literature, while as back-reef lagoon facies have not yet been characterized in detail. The studied objects included two sections of the back-reef deposits in the Ilych River basin. In this work, we characterize rock types the make up the sections, and their isotopic characteristics. The Late Silurian back-reef lagoon was characterized by a mosaic sediments distribution, which included the island areas between which there were areas with a quiet hydrodynamic regime. In the latter, mainly muddy carbonates were accumulated, represented by clotted fenestral limestones. The area of small islands was characterized by a wide distribution of lime sands, which clastic material was derived from probable paleosoil carbonates. They are characterized by slightly increased $\delta^{13}\text{C}$ values, which, probably, reflects isotopic fractionation at the evaporative geochemical barrier. Dolomitization and karstification are described among secondary alterations in the studied sections. Cementstones is interpreted as karst cavities precipitates.

Keywords: Upper Silurian, Northern Urals, lagoon deposits, isotopes of C and O.

Верхнесилурийские отложения широко развиты на Северном Урале и представлены как мелководными шельфовыми и рифовыми, так и глубоководными склоновыми образованиями. Фации рифовых отмелей и континентального склона были детально изучены

ранее [1, 2, 8]. Фации зарифовых лагун не получили такой детальной характеристики.

Нами лагунные отложения изучались во время полевых работ 2015 года в обн. 101 и 109 (рис. 1). Эти разрезы содержат фауну брахиопод *Conchidium novoseme-*

Для цитирования: Пономаренко Е. С. Литологические и изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) особенности верхнесилурийских отложений зарифовой лагуны бассейна р. Илыч (Северный Урал) // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 43–54. DOI: 10.19110/geov.2021.11.4.

For citation: Ponomarenko E. S. Lithological and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) features of the Upper Silurian back-reef lagoon deposits of the Ilych River Basin, the Northern Urals. Vestnik of Geosciences, 2021, 11(323), pp. 43–54, doi: 10.19110/geov.2021.11.4.

licum Nal. [2], чье распространение ограничено палимевитовским и сизимским горизонтами, коррелируемые с гористанским ярусом и нижним лудфордом международной стратиграфической шкалы [5, 11]. Они представлены известняками и доломитами, строение и изотопные характеристики которых в геологической литературе освещены ещё достаточно слабо. Целью статьи является краткая характеристика разрезов, описание комплекса пород, вскрытых в изученных разрезах, и их изотопная характеристика.

Материал и методы

Материалом для данной статьи послужили 29 образцов известняков и вторичных доломитов лагунных разрезов верхнего силура р. Илыч. Состав и строение пород изучались в шлифах под поляризационным микроскопом «Полам РП-1». Изотопный состав углерода и кислорода в валовых пробах определялся в 23 образцах (см. таблицу). Образцы для изотопного анализа растапливались в агатовой ступке, а затем квартовались. Использовался метод проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия) с системой подготовки и ввода проб GasBench II, соединенной с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, значение $\delta^{18}\text{O}$ — относительно стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения оставляет $\pm 0.15\%$. Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Краткая характеристика изученных разрезов

В современном структурном плане разрезы лагунных отложений расположены западнее рифовых.



Рис. 1. Расположение изученных разрезов: А — географическое расположение района на р. Илыч; В — схематическая карта расположения обн. 101 и 109

Fig. 1. Studied sections. A — Geographical location of the area; B — Outcrops 101 and 109

Наиболее близким к рифу Илыч [2] является обн. 109 (см. рис. 1), которое имеет сложное строение (рис. 2). Кроме ступковых биотурбированных известняков, известняковых песчаников и гравелитопесчаников (рис. 2), здесь отмечаются кониатолиты, развитые на поверх-

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для пород разрезов 101 и 109 на р. Илыч, Северный Урал
 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for whole rocks of outcrops 101 and 109 on the Ilych River, Northern Urals

№ обр / Sample No	Тип породы / Rock type	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
П-Ил109/1	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.06	24.44
П-Ил109/2	Известняк сгустковый / Clotted limestone	0.85	24.54
П-Ил109/3	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.22	23.51
П-Ил109/4	Доломит вторичный / Secondary dolostone	1.11	24.69
П-Ил104/4a	Кониатолит / Koniatolite	1.16	24.76
П-Ил109/5	Известняк сгустковый / Clotted limestone	0.95	23.68
П-Ил109/6	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.03	24.49
П-Ил109/7	Известняк сгустковый / Clotted limestone	0.94	24.33
П-Ил109/8	Доломит вторичный / Secondary dolostone	1.12	24.69
П-Ил109/12	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.36	24.43
П-Ил109/13	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.47	24.51
П-Ил109/14	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.72	24.44
П-Ил109/15	Известняковый конгломерат / Lime conglomerate	0.98	24.17
П-Ил109/16	Известняковый песчаник / Calcareous sandstone	2.03	24.17
П-Ил109/18	Известняковый гравелит / Lime gravelite	0.67	2.09
П-Ил101/1	Доломит вторичный / Secondary dolostone	0.82	23.93
П-Ил101/3	Доломит вторичный / Secondary dolostone	0.76	22.76
П-Ил101/4	Доломит вторичный / Secondary dolostone	0.94	22.66
П-Ил101/6	Известняк сгустковый / Clotted limestone	0.61	25.05
П-Ил101/7	Микробный ламинит / Microbial laminite	0.53	25.26
П-Ил101/8	Известняковый песчаник / Lime sandstone	1.37	24.64
П-Ил101/10	Известняк пелитоморфный / Lime mudstone	1.58	24.68
П-Ил101/11	Известняковый гравелитопесчаник / Lime gravelite-sandstone	1.44	24.36

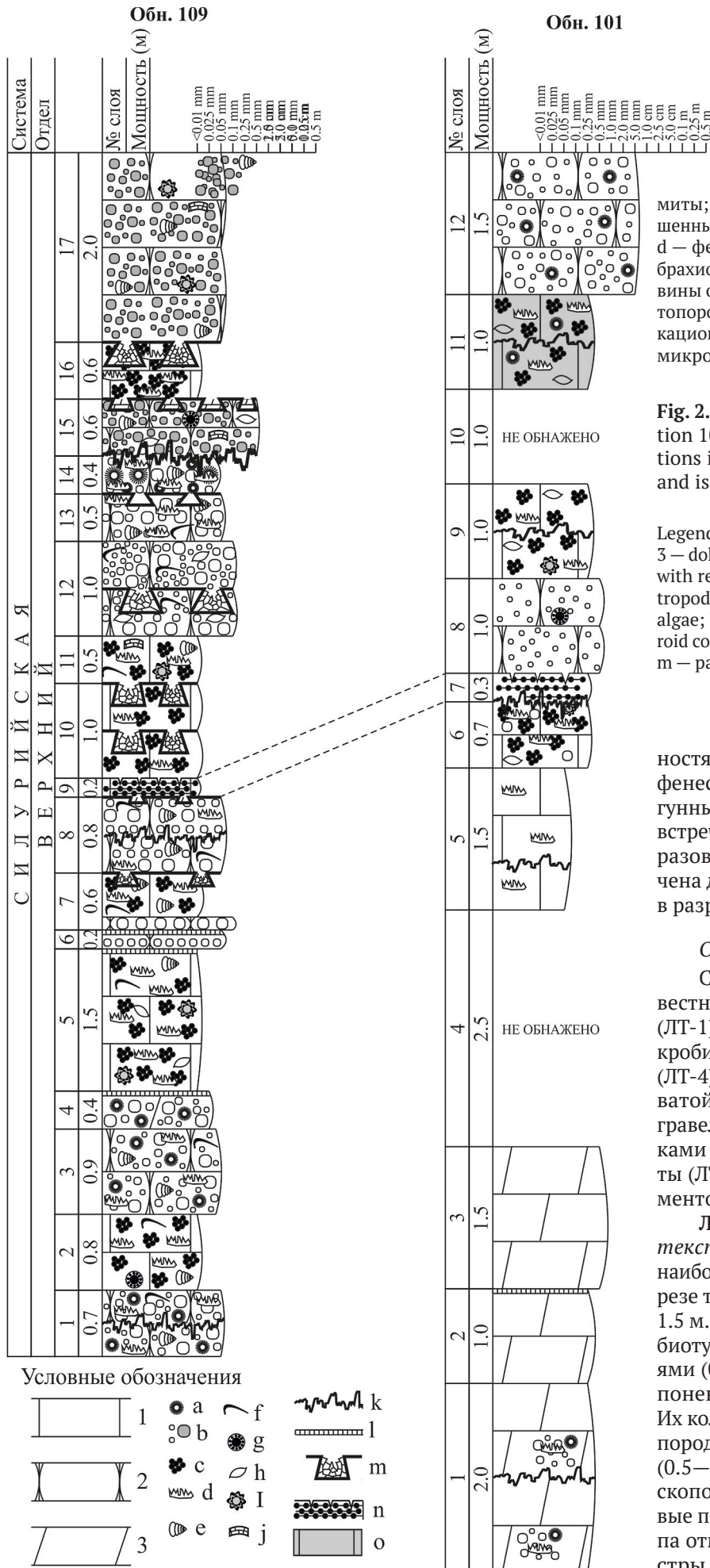


Рис. 2. Литологические колонки обн. 109 (слева) и обн. 101 (справа). Корреляция таких специфических разрезов практически невозможна [21] и проводится условно по слою микробных ламинитов.

Условные обозначения: 1 — известняки; 2 — известняковые песчаники; 3 — доломиты; a — ооиды; b — обломки известняков (закрашенные серым — с рифовым дебрисом); c — сгустки; d — фенестры; e — раковины гастропод; f — створки брахиопод; g — дазикладовые водоросли; h — раковины остракод; i — онколиты; j — колонии строматопороидей; k — стилолитовые швы; l — крустификационные корки; m — уровни палеокарста (?); n — микробные ламиниты; o — пелитоморфный кальцит

Fig. 2. Lithological log of section 109 (left) and section 101 (right). Correlation of such specific sections is practically impossible (Pratt et al, 2012), and is carried out relative along the of microbial laminite layer.

Legend: 1 — limestones; 2 — calcareous sandstones; 3 — dolostones; a — ooids; b — limestone clasts (grey — with reefal debris); c — clots; d — fenestrae; e — gastropodes shells; f — brachiopod valves; g — gasyclade algae; h — ostracodes; i — oncolites; j — stromatopore colonies; k — stilolite steams; l — crustified crusts; m — paleokarst(?) levels; n — microbial laminites; o — pelitomorphic calcite

ностях напластования. Кроме того, помимо фенестровых структур, характерных для лагунных отложений [3], в большом количестве встречаются крупные фенестроподобные образования. Из вторичных изменений отмечена доломитизация, более сильно развитая в разрезе обн. 101.

Основные литотипы

Среди изученных пород выделяются известняки сгустковые с пятнистой текстурой (ЛТ-1), известняковые песчаники (ЛТ-2), микробные ламиниты (ЛТ-3), кониатолиты (ЛТ-4), пелитоморфные известняки с комковатой отдельностью (ЛТ-5), известняковые гравелитопесчаники с неокатанными обломками (ЛТ-6), известняковые конглогравелиты (ЛТ-7), доломиты вторичные (ЛТ-8) и цементолиты (ЛТ-9).

ЛТ-1. Известняк сгустковый с пятнистой текстурой (рис. 3, А, В) является одним из наиболее распространенных в изученном разрезе типов породы, слагающий слои от 0.5 до 1.5 м. Пятнистая текстура образована за счет биотурбации. Сгустки с облаковидными краями (0.05—0.2 мм) являются основным компонентом данного литотипа (см. рис. 3, В). Их количество составляет 60—80 % от объема породы. Иногда сгустки собраны в кластеры (0.5—1.0 мм), из-за чего порода под микроскопом временами напоминает известняковые песчаники. Кроме того, в составе литотипа отмечаются неправильной формы фенестры (высотой до 1.0—3.0 мм и длиной до

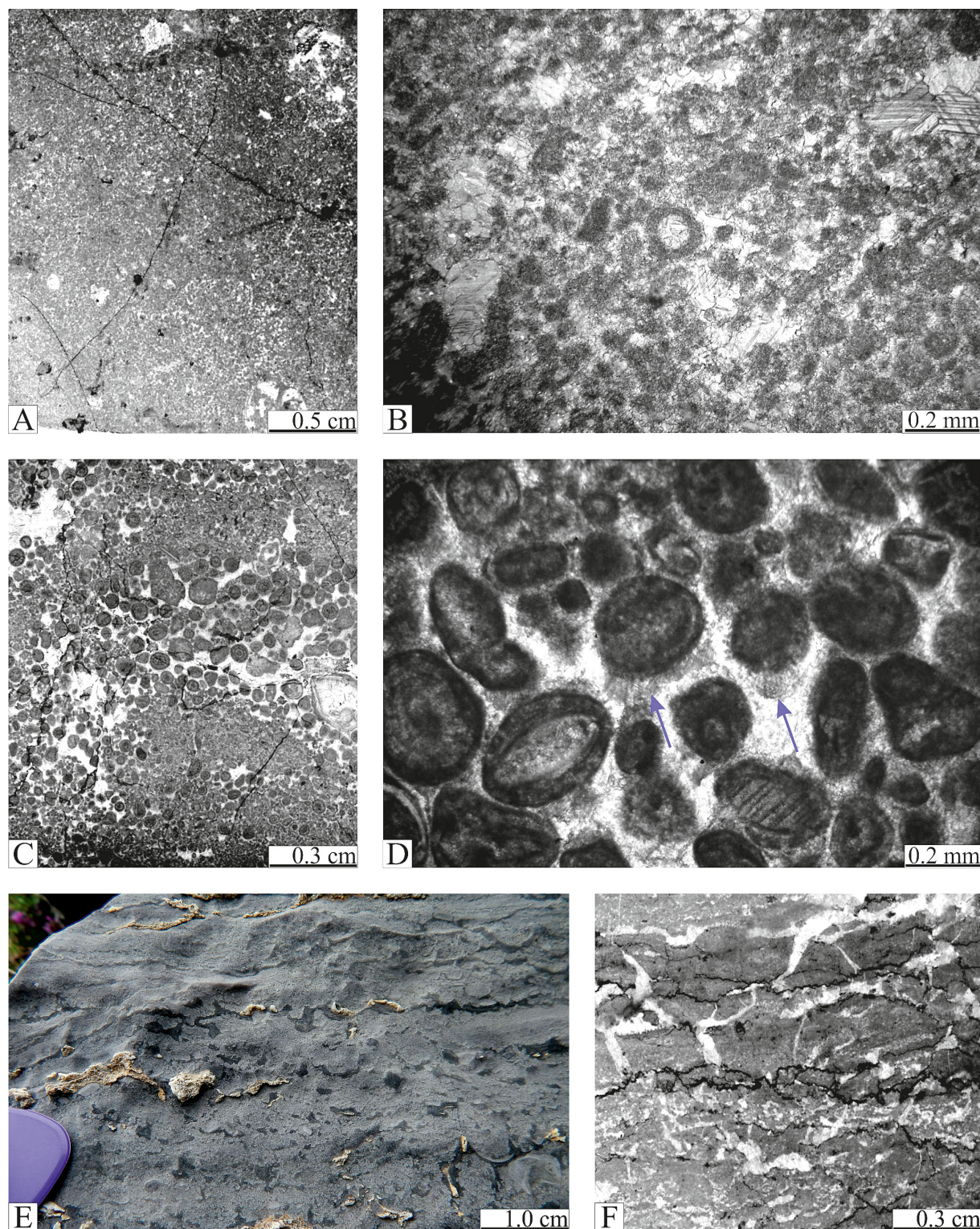


Рис. 3. Основные типы пород: ЛТ-1, -2 и -3. А — известняк сгустковый, с редкими и мелкими фенестрами. Шлиф П-Ил109/11-2015; В — известняк сгустковый. Деталь строения. Шлиф П-Ил101/8-2015; С — известняковый песчаник. В правой части изображения — фрагмент раковины брахиоподы. Шлиф П-Ил109/1-2015; D — известняковый песчаник. Деталь строения. Стрелками показан подвесковый цемент. Шлиф П-Ил109/14-2015; E — микробильные ламиниты. Полевое фото. Обн. 109, слой 9; F — микробильные ламиниты с клиновидными трещинами. Шлиф П-Ил101/7-2015

Fig. 3. Main rock types: LT-1, LT-2, and LT-3. A — Clotted limestone with rare small fenestrae. Thin-section P.II109/11-2015. B — Clotted limestone. Detail. Thin section P-II101/8-2015. C — Calcareous sandstone. In the right side of image — the brachiopod valve fragment. Thin-section P-II109/1-2015. D — Calcareous sandstone. Detail. Arrows indicate pendant cements. Thin-section P-II109/14-2015. E — Microbial laminites. Field photo. Outcrop-109, layer 9. F — Microbial laminites with wedge-shaped cracks. Thin-section P-II101/7-2015



2.0 см), частью удлиненные по напластованию, частью поперек него. В единичных количествах присутствуют раковины брахиопод (до 1.0 см), фрагменты зеленых дазикладовых водорослей, а также раковины гастропод (до 1.5 см в диаметре) и остракод (до 1.0 мм). В некоторых слоях встречаются единичные онколиты (от 5.0 мм до 5.0 см). Ядра их представлены фрагментами амфиопор, а корки — пелитоморфным кальцитом, частью сгустковым. В редких случаях отмечаются окатанные обломки пелитоморфных и сгустковых известняков (0.8—4.0 мм), иногда со своеобразными «протооидными» образованиями (см. стр. 49). Карбонатные цементы, связывающие осадочные зерна и заполняющие фенестры, представлены двумя типами: кристификационными радиально-фибровыми кальцитами, образующими тонкие (до 0.1 мм, редко до 0.2 мм) корки; друзовым спаритовым кальцитом. В редких случаях внутри фенестр развит крупный (до 2.0 мм), богатый включениями «мутный» доломит.

Интерпретации. Как и в случае с верхнефранским рифовым комплексом Седью [3, 9], сгустковые известняки с фенестрами здесь являются литифицированными осадками зарифовой лагуны. Важным отличием от верхнедевонских аналогов является практически полное отсутствие кальцисфер. Похожие осадки, состоящие из карбонатного ила, а также мягких и сцементированных пеллетов, были описаны на побережье Абу-Даби [15], где они приурочены к защищенным лагунам, областям с подветренной стороны банок и островов, а также к глубоким водам осевого трога Арабского залива. Источником известкового ила там служат обильные цветения и «побеления» (whitings), образованные осаждением карбонатов прямо из толщи воды [15, 17]. С илом на побережье Абу-Даби связаны также «шарики хлопьевидной органической слизи», содержащие цианобактерии, которые впоследствии образуют пелоиды (сгустки) [15].

ЛТ-2. Известняковые песчаники (рис. 3, С) также широко развиты в изученных разрезах, где слагают слои мощностью от первых миллиметров до 1 м. Более 50 % породы сложено окатанными обломками известняков размером от 0.1 до 0.8 мм (редко до 2.5 мм). Резко преобладают фрагменты пелитоморфных известняков (иногда доломитизированных). В некоторых слоях также отмечаются обломки сгустковых и протооидных известняков. Иногда до 30 % породы могут слагать ооиды (0.5—1.2 мм). Их ядра (0.2—0.4 мм) также представлены обломками пелитоморфных известняков, а микрослоистые корки (от 0.1 до 0.7 мм толщиной) характеризуются чередованием темных (0.002—0.01 мм) и светлых (0.02—0.05 мм) ламин. В некоторых слоях ооиды могут быть частично доломитизированными. Органогенный материал, как правило, не превышает 5 % и представлен раковинами остракод (до 1.0 мм), колониями цианобактерий (типа *Hedstroemia* или *Garwoodia*; 1.0x2.5 мм), члениками криноидей (до 0.5 мм), раковинами и отдельными створками брахиопод (от 4.0 мм до 5.0 см), колониями зеленых дазикладовых водорослей. Для этого типа породы также иногда отмечаются фенестры неправильной формы размером до 1.0 см. Зерна иногда не сортированы, иногда отмечается слабо выраженная градиационная или пологая косая слоистость. В некоторых случаях между слоями с разным размером

зерен отмечаются тонкие прослои (<1.0 мм) сгустковых известняков. Осадочные компоненты связаны несколькими генерациями карбонатных цемента: 1) раннедиагенетическим натечным подвесковым цементом* между осадочными зернами (рис. 3, D); 2) раннедиагенетическим цементом типа dog tooth по краю фенестр; 3) позднедиагенетическим друзовым спаритовым кальцитом, залечивающим большую часть межзернового пространства; 4) эпигенетическим крупнокристаллическим (0.5—1.0 мм) доломитом, залечивающим крупные поры.

Интерпретация. Рассматриваемый литотип образован за счет цементации известняковых песков. Важно отметить, что обломки сгустковых известняков, характерные для более глубокой части зарифовой лагуны, в составе кластического материала не встречаются. Преобладающий состав (обломки пелитоморфных известняков) известнякового песка свидетельствует о другом источнике (который будет обсуждаться ниже). По оценке изучавших нижнеордовикские пелоидные песчаники Восточных Прекордильер [21], такие осадки формировали песчаные равнины (sand flats) и/или низкорельефные банки (с течением 0.2 м/с, редко до 0.5 м/с). Времена относительного покоя приводили к межзерновой цементации. Предполагается, что пластовая морфология таких песчаных слоев служит аргументом более или менее постепенной аккреции слоя, а не отдельных высокоэнергичных событий (штормы) [21]. В случае с верхнесилурийскими известняковыми песчаниками наличие подвесковых цемента свидетельствует о крайней мелководности условий их осаждения и о нахождении их иногда выше уровня грунтовых вод (water table). Фенестры здесь могут интерпретироваться с одной стороны, как пузырьки газа, с другой стороны, как структуры типа keystone [13]**.

ЛТ-3. Микробные ламиналиты (рис. 3, E, F) редки в изученных разрезах, слагают слои мощностью 0.2—0.3 м. Это очень тонкослоистые породы, в которых микробные слойки часто чередуются с прослоями (иногда до 1.0 см) известняковых песчаников. Слоистость обусловлена неравномерным чередованием ламин пелитоморфных и сгустковых известняков мощностью от 0.5 до 3.0 мм и подчеркивается удлиненными вдоль напластования фенестрами и сутурами. Цемент блоковый спаритовый, иногда гранулярный. Порода в отдельных ламинах пронизана короткими клиновидными трещинами.

Интерпретация. Микробные ламиналиты обычно интерпретируются как микробные маты, развитые на литоральных равнинах [13]. Клиновидные трещины аттестуются здесь как трещины усыхания, что подтверждает данную интерпретацию.

* Натечный, или подвесковый цемент (dripstone, или pendant cement соответственно) — это цемент, характеризующийся различной толщиной цементных корок под осадочным зерном или под кровлей внутризерновых и растворенных пустот. Формируется выше поверхности воды в метеорно-вадозной зоне, (литораль, супралитораль, бичроки) [13].

** Структуры keystone называют по аналогии с «замковыми камнями» клиновидными камнями кладки в вершине свода или арки. Проще говоря, keystone — это краеугольный камень, завершающий любую конструкцию.

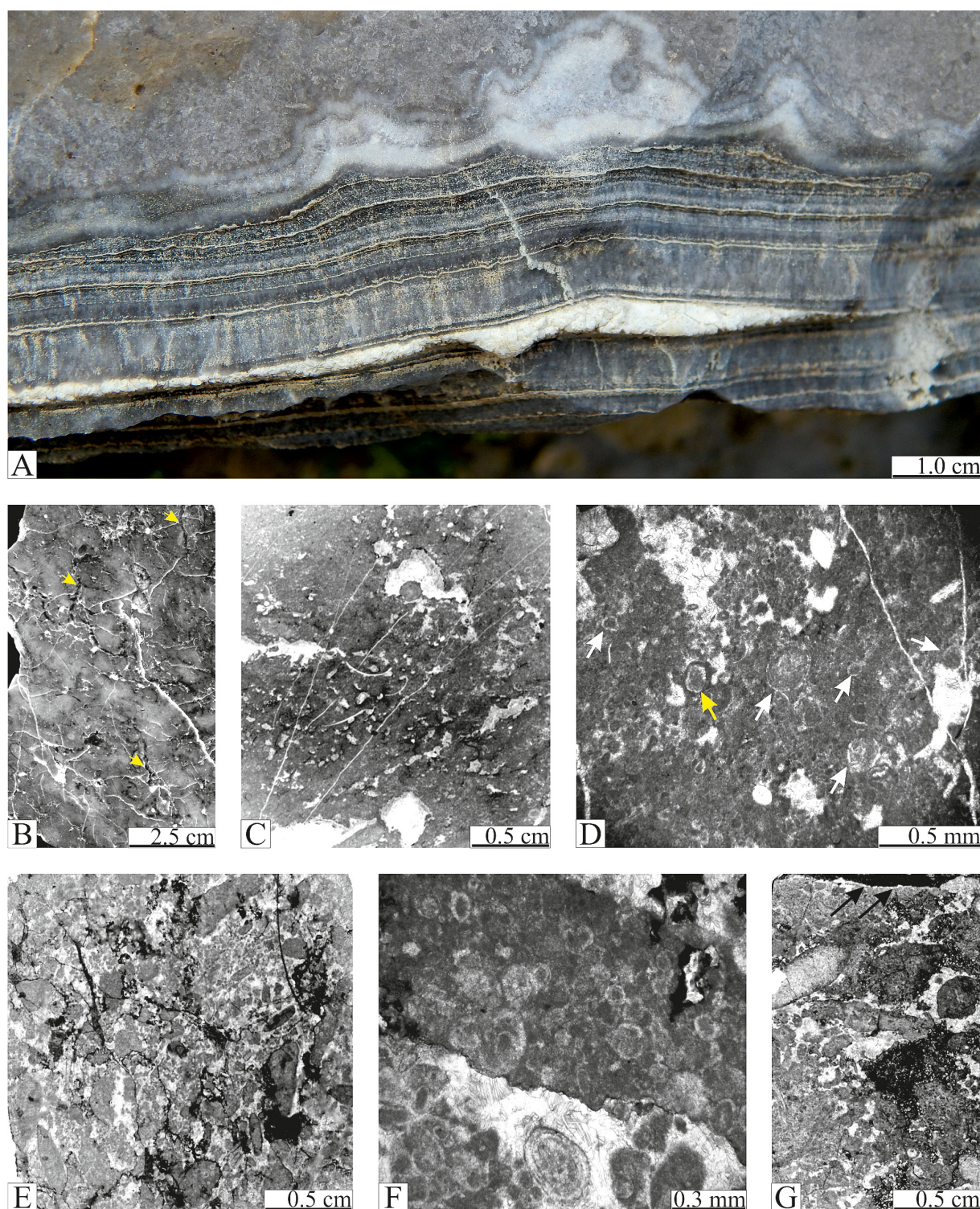


Рис. 4. Основные типы пород: ЛТ-4—ЛТ-7. А — крустификационные зональные корки. Полевое фото. Обн. 109, слой 6; В — пелитоморфный известняк с комковатой отдельностью. Желтые стрелки указывают на вертикальные, ветвящиеся книзу фенестроподобные образования. Пришлифовка. Обр. П-Ил101/10-2015; С — микрофотография шлифа комковатого пелитоморфного известняка. Шлиф П-Ил101/10-2015; D — деталь (С). Стрелками указаны протооиды; желтая стрелка — ризоидоподобные образования. Шлиф П-Ил101/10-2015; Е — известняковый гравелитопесчаник с неокатанными обломками. Темные участки — примазки гидроокислов железа. Шлиф П-Ил101/11-2015; F — деталь (Е). Крупный обломок пелитоморфных известняков с «протооидами» в верхней половине изображения. Шлиф П-Ил101/11-2015; G — известняковый конгломерателит. Шлиф П-Ил109/15-2015

Fig. 4. Main rock types: LT-4, LT-5, LT-6 and LT-7. A — Crustified zonal crusts. Field photo. Outcrop-109, layer 6. B — The pelitomorphous limestone with nodular jointing. Yellow arrows point to vertical, branching downward fenestral structures. Polished section. Sample P-II101/10-2015. C — The thin-section photomicrography of nodular pelitomorphous limestone. Thin-section P-II101/10-2015. D — Detail of (C). Arrows indicate “proto”-oids; yellow arrow — rhizoid-like structure. Thin-section P-II101/10-2015. E — The lime gravel-sandstone with angular clasts. Dark areas-iron hydroxides. Thin-section P-II101/11-2015. F — Detail of (E). The large clast of pelitomorphous limestones wit “proto”-oids in the upper half o mage. Thin-section P-II101/11-2015. G — The lime conglomeraelite. Thin-section P-II109/15-2015



ЛТ-4. Кониатолиты (рис. 4, А). Эти образования развиты редко, но четко выделяются своей необычностью. В обн. 109 они имеют четкую ровную подошву и неровную кровлю в виде протуберанцев. Кониатолиты представляют собой зональные крустификационные образования толщиной, не превышающей первые сантиметры; в разных частях разреза закреплены на вторичных доломитах, сгустковых известняках и известняковых песчаниках. В обн. 101 они отмечаются единично между отдельными пластами доломитов и доломитизированы сами. Под микроскопом кониатолиты характеризуются тонким неравномерным чередованием мелко- и тонкозернистого (0.05—0.2 мм) гипидиоморфного доломита (толщина 0.2—3.8 мм) и радиально-фибрового кальцита (толщина 0.3—6.0 мм). Размер кристаллов кальцита не превышает 0.2—0.6 мм. Также отмечаются единичные прослои (0.2 мм) спаритового кальцита.

Интерпретация. Кониатолитами называются арагонитовые супралиторальные инкрустации, описанные на Trucial Coast в Персидском заливе [22] и на побережье Абу-Даби [16]. Они инкрустируют исключительно твердые непористые субстраты бичроков.

ЛТ-5. Пелитоморфные известняки с комковатой отдельностью (рис. 4, В, D) вскрываются только в обн. 101, где слагают единственный слой видимой мощностью 1.0 м. Основная масса его представлена плотным пятнистым пелитоморфным кальцитом (более темные и более светлые пятна), который обуславливает комковатую текстуру. Отмечаются небольшие (до первых мм) неправильные участки сгусткового строения. В составе породы встречаются образования (до 10 %), напоминающие ооиды на начальных стадиях развития протоооиды. Они имеют округлые и овальные ядра (0.1—0.5 мм), покрытые очень тонкими (0.05—0.1 мм) корками, сложенными тонкими (до 0.04 мм) ламинами. Органогенный материал не превышает 5 % и представлен исключительно мелкими (0.5—3.0 мм) раковинами остракод. Для этого типа породы характерны фенестроподобные структуры разной формы и размеров (от 0.2 мм до первых сантиметров). В некоторых случаях они ориентированы перпендикулярно поверхностям напластования и иногда разветвляются книзу (рис. 4, В). Залечены они инкрустационным фибровым кальцитом и друзовым спаритовым кальцитом. Внутри некоторых из них также имеются образования, похожие на протоооиды, однако их корка сложена незональным плотным пелитоморфным кальцитом (рис. 4, D).

Интерпретация. Преимущественно пелитоморфная структура, комковатое строение и ооидоподобные образования с большой долей вероятности позволяют отнести данный тип пород к педогенным карбонатам (каliche, калькреты). Об этом свидетельствуют следующие особенности строения литотипа: комковатая текстура, вертикальные и разветвляющиеся книзу фенестроподобные структуры, протоооиды, чье формирование иногда связывается с округло-зернистыми трещинами (circumgranular cracks; [13]). Важно отметить, что состав обломков в известняковых песчаниках (ЛТ-2) указывает на то, что источником кластического материала были именно эти пелитоморфные известняки.

ЛТ-6. Известняковые гравелитопесчаники с неокатанными обломками (рис. 5, Е, F) в обн. 101 покрывают каличеподобные(?) пелитоморфные известняки, образуя слой мощностью 1.5 м. Порода сложена обломками разных размеров (от 0.2 до 5.0 мм). В песчаной фракции преобладают окатанные обломки пелитоморфных известняков и ооидов с ядрами из пелитоморфных известняков. Гравийная фракция (около 30 %) характеризуется фрагментами пелитоморфных известняков разной степени окатанности и протоооидных. Цемент, как правило, представлен друзовым спаритовым кальцитом, участками отмечается менисковый цемент.

Интерпретация. Состав кластического материала указывает на то, что порода сформировалась из дезинтегрированных каличеподобных(?) пелитоморфных известняков (ЛТ-5). Об этом же свидетельствует их тесная ассоциация. Важно отметить, что хорошо окатаны только более мелкие зерна, что указывает на относительно слабые движения вод, способных переносить и окатывать лишь более мелкие (и, следовательно, более легкие) частицы. По всей видимости, каличеподобные(?) пелитоморфные известняки разрушались при растрескивании и более мелкий материал механически быстро окатывался и транспортировался.

ЛТ-7. Известняковые конгломералиты (рис. 4, G) отмечаются в редких случаях лишь в верхней части обн. 109, где слагают слои мощностью от 0.6 до 2.0 м. До 80 % породы сложено обломками известняков (от 1.0 мм до 1.0 см, редко больше) разной степени окатанности. Среди них отмечаются фрагменты сгустковых и биогермных известняков (с фистулеллами и цианобактериями), а также пелитоморфных и протооидных разностей. Более редки обломки колоний табулят, строматопороидей, раковин остракод и гастропод. Единичны овальные онколиты (2.0 × 3.0 см) с цианобактериальными корками. В некоторых случаях отмечается слабозначимая обратная градиционная сортировка осадочных частиц. Верхняя поверхность слоев неровная, часто с алевроитовым кальцитом и доломитом в карманах неровностей. Цемент радиально-фибровый вокруг осадочных частиц (толщиной до 0.2 мм) и друзовый спаритовый. Иногда оставшиеся пустоты вместо спаритового кальцита залечены доломитом.

Интерпретация. Различный состав обломков, в котором кроме пелитоморфных и протооидных известняков присутствуют также сгустковые (наиболее глубокой части лагуны) и биогермные, различная окатанность и часто крупные размеры свидетельствуют о том, что это были отложения высокоэнергичных событий, что позволяет относить их к темпеститам. Как правило, они в основном характерны для открыто-морских сред, но могут отмечаться вплоть до озерных [13 и ссылки в нем].

ЛТ-8. Доломиты вторичные (рис. 5, А) развиты в обоих изученных разрезах. Они слагают слои (от 0.4 до 2.0 м) и небольшие участки (от 3 до 10 см) среди известняков. Микроскопически это гипидиоморфные мелко- и среднезернистые (0.12—0.5 мм) незональные доломиты. Теневая структура известняков угадывается редко и только в слабодомитизированных частях. Более или менее в тенях видны только фенестровые структуры (выделяясь на общем фоне более чистым



Рис. 5. Основные типы пород: ЛТ-8 и ЛТ-9. А — слой вторичного доломита с верхней резкой и нижней постепенной границами. Обн. 109, слой 4; В — цементолиты (подчеркнуты пунктирной синей линией) в сгустковых известняках. Полевое фото. Обн. 109, слой 10; С — граница цементолитов (внизу) с вмещающими породами (вверху). Отмечается срезание (из-за растворения?) осадочных зерен. Микрофотография шлифа П-Ил109/6-2015

Fig. 5. Main rock types: LT-8 and LT-9. A — The secondary dolostone bed with flat upper and lower gradual boundaries. Outcrop-109, layer 4. B — Cementstones (underlined with dashed blue line) in clotted limestones. Field photo. Outcrop-19, layer 10. C — Thin-section photomicrography of cementstones (at the bottom) boundary with host rocks (at the top). Cutting (due to dissolution?) of sedimentary grains is noted. Thin-section P-II109/6-2015

и крупнозернистым доломитом). В обн. 109 слой доломитов книзу постепенно переходит в известняковые песчаники, а в обн. 101 видны недоломитизированные участки со сгустковой структурой. Таким образом, нельзя сказать, что доломитизации подверглась какой-то один тип породы.

Интерпретация. Доломиты — полигенные образования, которые могут формироваться в разных условиях и на разных стадиях диагенеза и катагенеза. Принимая во внимание морфологию доломитовых тел и условия образования вмещающих их осадков, к описанному вторичному доломиту подходит Dorag — модель доломитизации при смешении пресных и морских вод [13, 19], или модель доломитизации в нормально-морских водах, описанная на острове Андрос (Багамы) [25] и Северном Белизе [23].

ЛТ-9. Цементолиты (рис. 5, В) достаточно широко развиты в обн. 109, где обычно достигают нескольких дециметров, иногда первых метров, и имеют разную форму (от овальной до извилистой неправильной). Как и кониатолиты, они сложены зональным радиально-фибровым кальцитом с тонкими прослоями мелко- и тонкозернистых доломитов, но рост кристал-

лов кальцита здесь происходит не сверху от поверхностей напластования, а от стенок вмещающих пород к центру, то есть как заполнение полостей. Внешняя граница цементолита, как правило, ровная, причем отмечаются усеченные осадочные зерна вмещающих пород (рис. 5, С).

Интерпретация. Округлая и неправильной формы морфология цементолитов, рост кристаллов кальцита от стенок на границах с вмещающими породами свидетельствуют, что эти образования формировались за счет заполнения карбонатными минералами древних пустот. В этом случае цементолиты можно интерпретировать как породы заполнения карстовых полостей. Согласно авторам [14], растворение карбонатов происходит частично в вадозной зоне, однако преимущественно в зоне смешения вадозных и фреатических вод, когда туда поступают метеорные воды, резко недонасыщенные по отношению к CaCO_3 . Осаждение кристаллического кальцита начинается происходить в тех случаях, когда водная пленка на поверхности стенок карста (если карст находится выше уровня грунтовых вод) насыщается по отношению к карбонатам [13, 14].



Краткая характеристика изотопного состава

Изотопный состав углерода и кислорода изученных карбонатов не имеет значительных вариаций: $\delta^{13}\text{C} = 0.61\text{—}2.03\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 22.66\text{—}25.26\text{‰}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. таблицу) будут формировать на принципиальной схеме В. Н. Кулешова [6] маленькое поле, совпадающее по изотопному составу углерода с осадочными морскими карбонатами, но отличающиеся от него более легким изотопным составом кислорода. Правда, по схеме [10] поле «морских карбонатолитов фанерозойского возраста» имеет более широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от 14 до 32 ‰). Вероятно, это свидетельствует о том, что воды позднесилурийской зарифовой лагуны сообщались (через проходы в рифах) с водами Палеоуральского океана. По всей видимости, соленость зарифовой лагуны, по крайней мере в более глубоких её частях — местах формирования стустковых осадков, была близкой к нормально-морской. В то же время более облегченные значения $\delta^{18}\text{O}$ (22.66—25.26 ‰) могут свидетельствовать о некотором понижении солености [6]. Однако для ответа на данный вопрос пока недостаточно данных, и мы оставляем его за рамками данной работы до дополнительных исследований.

Более детальный анализ изотопного состава верхнесилурийских лагунных карбонатов позволяет выявить некоторые закономерности распределения $\delta^{13}\text{C}$ (см. таблицу). Так, стустковые известняки характеризуются относительно легкими $\delta^{13}\text{C}$ (0.61—0.95 ‰). Ещё более легкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (0.53 ‰) имеют микробные ламиниты. Более тяжелым изотопным составом $\delta^{13}\text{C}$ (1.03—2.03 ‰) характеризуются известняковые песчаники. Схожий с ними изотопный состав имеют также кониатолиты ($\delta^{13}\text{C} = 1.16\text{‰}$), пелитоморфные известняки ($\delta^{13}\text{C} = 1.58\text{‰}$) и известняковые гравелитопесчаники с неокатанными обломками ($\delta^{13}\text{C} = 1.44\text{‰}$), что, возможно, говорит о сходстве условий (но не механизмов!) карбонатакопления.

Фракционирование изотопов углерода и кислорода в карбонатах многофакторно [6, 10]. Так, утяжеленный изотопный состав углерода пелитоморфных известняков и кониатолитов в сравнении со стустковыми разностями можно объяснить следующими механизмами.

1. Поверхностные воды, как правило, обогащены тяжелыми изотопами, а с глубиной происходит постепенно облегчение изотопного состава [18]. Следовательно, карбонат, образованный в приповерхностных и придонных водах, будет отличаться по изотопному составу С и О. Согласно графикам, представленным в работе [18], для разницы изотопного состава CO_2 вод в 0.5 ‰ необходима глубина около 0.5 км. Однако позднесилурийская мелководная зарифовая лагуна вряд ли достигала таких глубин.

2. Широко известен факт относительного обогащения изотопами ^{12}C пресноводных карбонатов [6, 10]. В этом случае разница изотопного состава стустковых и пелитоморфных известняков будет указывать на стратификацию вод по солености позднесилурийской лагуны. Однако этому противоречит тот факт, что известняковые песчаники с вадозными подвесковыми цеменами все равно имеют более высокие значения $\delta^{13}\text{C}$.

3. Тяжелый изотопный состав карбонатов может являться результатом удаления CO_2 с легким изото-

пом в ходе фотосинтеза [6, 10]. Это может быть одной из причин более высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ в пелитоморфных известняках. Но в этих породах нет явных следов фотосинтезирующих органических остатков.

4. Изотопное фракционирование при испарении водного бикарбонатного раствора приводит к заметному изотопному утяжелению углерода в карбонатах, отлагающихся на испарительном геохимическом барьере [10]. Эта модель хорошо согласуется с интерпретациями, полученными на основании изучения верхнесилурийских лагунных отложений (кониатолиты, пелитоморфные известняки с комковатой отдельностью как палеопочвенные карбонаты).

Здесь, однако, важно отметить, что в случае изотопного фракционирования на испарительном барьере значения $\delta^{13}\text{C}$ должны быть $>2\text{‰}$ [6, 10], что в изученных образцах практически не отмечено (см. таблицу). Это может быть связано с тем, что породы неоднородны по своему строению. В них присутствуют протооиды и оиды с легким изотопным составом ($\delta^{13}\text{C}$ от -3.52 до 0.4‰ [12]), а также отмечаются вадозные цементы, что, вероятно, облегчило изотопный состав валовой пробы породы.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ вторичных доломитов более разнообразны и включают значения как $<1.0\text{‰}$, характерные для стустковых известняков, так и $>1.0\text{‰}$ (как, например, у известняковых песчаников). При этом нужно отметить, что более тяжелый углерод характерен для доломитов, переходящих по латерали или по разрезу в известняковые песчаники, а доломиты, в чьем строении отмечается теневая стустковая структура, имеют более облегченный углерод. Это свидетельствует о том, что в данном случае доломитизация, по всей видимости, не изменяла первичный изотопный состав, по крайней мере углерода.

Обсуждение

По основным типам слагающих пород изученные разрезы сходны с верхнефранскими лагунными образованиями Южного Тимана (рифовый комплекс Седью [3, 7]). По интерпретируемому типу осадков и их распределению имеется определенное сходство с современными лагунами Персидского (Арабского) залива [15, 22]. Идеализированная схема верхнесилурийской зарифовой лагуны представлена на рис. 6. Здесь условно выделяются две области, различавшиеся по топографии и составу слагающих их осадков: непосредственно лагуны и мелководная область с небольшими островами (островное мелководье?).

1. Область лагуны характеризовалась спокойно-водным гидродинамическим режимом с накоплением преимущественно иловых карбонатов. Одновозрастный риф Илыч [1, 2] служил барьером (в гидродинамическом плане), отделившим лагуну от вод Палеоуральского океана. Иловые карбонаты в породах представлены в виде стустков, что свидетельствует об их микробном происхождении [13]. Они могли формироваться непосредственно из морской воды во время цветений (по аналогии с лагунами Персидского залива [15, 17]) или быть результатом посмертных тафономических изменений бентосных цианобактериальных сообществ [7, 20, 24]. Вполне возможно, что эти два

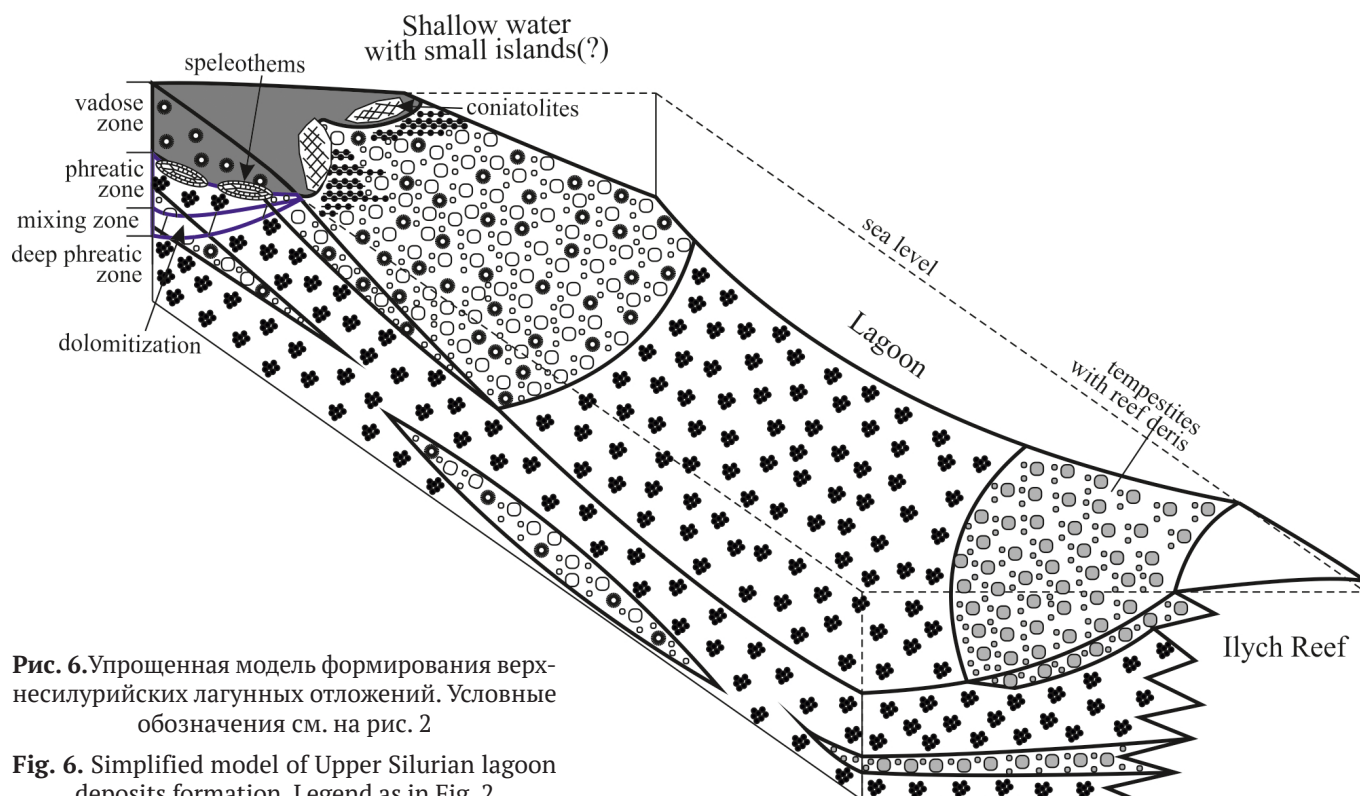


Рис. 6. Упрощенная модель формирования верхнесилурийских лагунных отложений. Условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 6. Simplified model of Upper Silurian lagoon deposits formation. Legend as in Fig. 2

процесса происходили совместно. Значения $\delta^{13}\text{C}$ ступковых известняков соответствуют нормально-морским карбонатам (см. таблицу), что свидетельствует о сообщении лагуны с водами Палеоуральского океана (возможно, через каналы в рифе). Другими осадочными компонентами были редкие раковины остракод и гастропод, а также рифовый дебрис, сносившийся в лагуну во время штормов и ураганов. Редкие обломки пелитоморфных известняков (иногда с протоооидами) в ступковых известняках открывают еще один источник осадочного материала — область островного мелководья.

2. Область островного мелководья, судя по изученным разрезам, не была постоянной, а представляла собой мигрирующие отмели. Присутствие в известняковых песчаниках подвесковых цементов свидетельствует, что осадки периодически выводились выше уровня моря. Обнаружение кониатолитов указывает, что иногда здесь существовала зона заплесков (супраликтораль). Принимая во внимание тот факт, что современные кониатолиты растут только на твердых поверхностях [22], можно высказать мнение, что в позднесилурийской лагуне существовали, возможно, небольшие каменистые острова.

Комковатые пелитоморфные известняки, отнесенные к педогенным(?) карбонатам, представляли разрушаемый материал, который слагал известняковые пески. На это кроме литологических признаков указывает также сходство изотопного состава углерода (см. таблицу). Более утяжеленный (в сравнении с лагунными ступковыми известняками) углерод, возможно, является результатом изотопного фракционирования на испарительном барьере [10]. Эти карбонаты в первозданном виде практически не оставили следа в геологической летописи. Во-первых, их разрушению способствовало растрескивание, что ха-

рактерно для палеопочвенных горизонтов [13]. Во-вторых, они могли разрушаться медленными приливо-отливными течениями, а их дериваты стали зернами известняковых песков, слагая, таким образом, отмели. Однако, по всей видимости, такие острова были достаточно многочисленны, на что указывает обилие в изученных разрезах известняковых песчанников.

Следует также отметить, что изученные отложения значительно отличаются от устьдурнаюской грации (тип зарифовых лагун) верхнелландоверийско-нижнелудфордской карбонатной субформации верхнеордовикско-нижнедевонской калейдовой формации [4]. Для последней, в частности, характерны строматопоровые и биокластовые доломиты и узорчатые (биотурбированные) известковые доломиты (часто глинистые) с более редкими слоями микрозернистых известняков и известняковых гравелитов [4]. Изученные в обн. 101 и 109 на р. Илыч отложения относятся к более близкой (проксимальной) к рифу части обширной зарифовой лагуны, а устьдурнаюская грация характеризует удаленную от рифа дистальную и более глубоководную её часть.

Заключение

Позднесилурийская дистальная зарифовая лагуна бассейна р. Илыч представляла собой единую осадочную систему сложного строения, которая характеризовалась мозаичным распределением фаций, в составе которых выделяются области островных мелководий, разделенные участками со спокойным гидродинамическим режимом. В последних отлагались преимущественно иловые карбонаты, которые являлись результатом осаждения либо непосредственно из толщи воды (побеления в результате цветения



воды), либо из придонных микробных матов. Они представлены сгустковыми фенестровыми известняками. Изотопные значения их попадают в поле нормально-морских карбонатов.

Область островного мелководья характеризовалась широким распространением известняковых песков, чей обломочный материал был получен из вероятных палеопочвенных горизонтов, которые практически не сохранились в геологической летописи. Другим указанием на существование островов являются кониатолиты — известняковые корки, формирующиеся на каменистой супраликторали. Все эти образования характеризуются слегка повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (по сравнению со сгустковыми известняками), что, по-видимому, отражает изотопное фракционирование на испарительном геохимическом барьере.

Среди вторичных изменений в изученных разрезах описаны доломитизация и образования цементоцитов. Доломитизация происходила как по сгустковым известнякам, так и по известняковым песчаникам. В обоих случаях в этих доломитах сохранился изотопный состав углерода первичных пород. Цементолиты интерпретируются здесь как осадки карстовых полосей. Их присутствие в разрезе свидетельствует о том, что породы неоднократно выводились выше уровня моря, что также поддерживает теорию о присутствии островов.

Работа выполнена в рамках проектов Государственной программы № АААА-А17-117121270034-3. Замечания и редакционные правки д. г.-м. н. Г. А. Мизенса и д. г.-м. н. А. И. Антошкиной позволили улучшить текст статьи, за что автор выражает им свою глубокую признательность. Отдельная благодарность студентам Сыктывкарского ГУ (В. М. Михайлов, К. Р. Шилина) и Государственного университета «Дубна» (И. И. Пархета) за неоценимую помощь при проведении полевых работ.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
2. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
3. Антошкина А. И., Пономаренко Е. С., Канева Н. А. Фенестровые известняки как индикатор специфики позднедевонских морей, Тимано-Североуральский регион // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 493—505.
4. Елисеев А. И., Антошкина А. И., Салдин В. А., Никулова Н. Ю., Козырева И. В., Сандула А. Н. Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар, 2006. 72 с. (Научные доклады / Коми НЦ УрО РАН; вып. 481).
5. Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
6. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491—508.
7. Пономаренко Е. С. Особенности строения микробных образований в системе «риф—лагуна» (на примере верхнедевонского рифового комплекса Седью, Южный Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. №8. С. 14—19.
8. Пономаренко Е. С. Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Ильч, Северный Урал) // Литосфера. 2021. № 6 (в печати).
9. Пономаренко Е. С., Антоновская Т. В. Верхнедевонские разнофациальные отложения Южного Тимана: Путеводитель полевой экскурсии Всероссийского литологического совещания «Геология рифов», 10—14 июня 2015 г. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 35 с.
10. Сулаев В. И., Хазов А. Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 41 с.
11. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.
12. Antoshkina A. I., Zhegallo E. A., Isaenko S. I. Microbially Mediated Organomineralization in Paleozoic Carbonate Ooids // Paleontological Journal, 2020. Vol. 54. No 8. pp. 825—834. DOI: 10.1134/S003103012008002X
13. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application. Berlin: Springer Publisher, 2010. 984 pp.
14. James N. P., Choquette P. W. Limestones — the meteoric diagenesis environment // Diagenesis (Ed. by I. A. McIlreath, D. W. Morrow) / Geosci. Canada Reprint Ser., 1990. V. 11, No. 4. P. 161—194.
15. Kendall C. G. St. C., Alsharhan A. S. Holocene geomorphology and recent carbonate-evaporite sedimentation of the coastal region of Abu Dhabi, United Arab Emirates // Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 2011. V. 43. P. 45—88.
16. Kendall C. G. St. C., Sadd J. L., Alsharhan A. Holocene marine cements of beach-rocks of the Abu Dhabi coastline (UAE); Analogs for cement fabrics in ancient limestones // Carbonates and Evaporites, 1994. V. 9. P. 119—131.
17. Kendall C. G. St. C., Shinn G., Janson X. Holocene cyanobacterial mats and lime muds: links to Middle East carbonate source rock potential. Abstract. // Proc. AAPG / SEPM Annual Meeting, Long Beach, 2007.
18. Kroopnik P. M. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 1985. V. 32. P. 57—84.
19. Morrow D. W. Diagenesis 1. Dolomite — Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation // Geoscience Canada, 1982, V. 9. P. 5—13.
20. Pratt B. R. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds // Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt) / Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995. V. 23. P. 49—123.
21. Pratt B. R., Raviolo M. M., Bordonaro O. L. Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina // Sedimentology, 2012. V. 59. P. 843—866.
22. Purser B. H., Loreau J. P. Aragonitic supratidal encrustation on the Trucial Coast, Persian Gulf // The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation in a Shallow Epicontinental Sea (Ed. by B. H. Purser). New York: Springer-Verlag, 1973. P. 343—376.
23. Teel C. S., Mazzullo S. J., Bischoff W. D. Dolomitization of Holocene shallow-marine deposits mediated by sulfate-reduction and methanogenesis in normal-salinity seawater,

Northern Belize // Journal of Sedimentary Research, 2000. V. 70. No. 3. P. 649–663.

24. Turner E. C., James N. P., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites // Palaios, 2000. V. 15. P. 89–111.

25. Whitaker F. F., Smart P. L., Vahrenkamp V. C., Nicholson H., Wogelius R. A. Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas // Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu / Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 1994. V. 21. P. 111–132.

References

1. Antoshkina A. I. *Rify v paleozoye Pechorskogo Urala* (Reefs in the Paleozoic in the Petchorian Urals). St. Petersburg: Nauka, 1994, 154 pp.

2. Antoshkina A. I. *Rifoobrazovaniye v paleozoe (sever Urala i sopredel'nyye oblasti)* (Reef formation in the Paleozoic (northern part of the Urals and adjacent areas)). Ekaterinburg: UB RAS, 2003, 303 p.

3. Antoshkina A. I., Ponomarenko E. S., Kaneva N. A. *Fenestrovye izvestniaki kak indikator spetsifiki pozdnedevonskikh morei, Timano-Severouralskii region* (Fenestral Limestones: Specific Features of Late Devonian Sea in the Timan–northern Ural Region). Lithology and Mineral Resources, 2014, V. 49, No. 6, pp. 461–472.

4. Eliseev A. I., Antoshkina A. I., Saldin V. A., Nikulova N. Yu., Kozyreva I. V., Sandula A. N. *Formatsii paleozoya severo-vostochnoi okrainy Evropeyskoi platformy* (Paleozoic formations of the northeast margin of the European platform). Syktyvkar, 2006, 72 p. (Scientific Reports / Komi SC UB RAS: 481)

5. *Zonalnaya stratigrafiya fanerozoya Rossii* (Zonal stratigraphy of the Phanerozoic of the Russia). St. Petersburg: VSEGEI, 2006, 256 p.

6. Kuleshov V. N. *Evolutsiya izotopnykh uglekislотно-vodnykh system v litogeneze. Soobshcheniye 1. Sedimentogenez i diagenes*. (The isotope carbon dioxide–water system evolution in the lithogenesis. Message 1. Sedimentogenesis and diagenesis). Lithology and mineral resources, 2001, No. 5, pp. 491–508.

7. Ponomarenko E. S. *Osobennosti stroeniya mikronykh obrazovaniy v sisteme rif-laguna (na primere verkhnedevonskogo rifovogo kompleksa Sed'yu, Yuzhny Timan)* (Features of microbial structures in the reef–lagoon system (on example of the Upper Devonian Sed'yu Reef Complex, Southern Timan)). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2019, No. 8, pp. 14–19.

8. Ponomarenko E. S. *Nizhneludfordskiy (verkhniy silur) sklonovyye otlozheniya v razreze L'agadin (r. Ilych, Severnyy Ural)* (Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, Northern Urals)). Lithosphere, 2022

9. Ponomarenko E. S., Antonovskaya T. V. *Verkhnedevonskiye raznofacial'nyye otlozheniya Juzhnogo Timana* (Upper Devonian deposits of the Southern Timan). *Putevoditel' polevoy ekskursii Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya «Geologiya Rifov»* (Guidebook of the field excursion of the All-Russian lithological meeting «Geology of Reefs»). Syktyvkar: Geoprint, 2015, 35 pp.

10. Silayev V. I., Khazov A. F. *Izotopnoye disproportcionirovaniye karbonatnogo ugleroda v processakh gipergenno-ekzogennoy peregruppirovki veshchestva zemnoy kory* (Isotopic disproportionation of carbonate carbon in the processes of hypergene–exogenous rearrangement of the Earth crust). Syktyvkar: Geoprint, 2003, 41 p.

11. *Sostoyaniye izuchennosti stratigraphii dokembriya i faner-zoya Rossii. Zadaci al'neyshikh issledovaniy* (The state of knowledge of the stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic in Russia. Challenges for further research) *Postanovleniya Mezhdvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii* (Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees), 2008, 38, St. Petersburg: VSEGEI Press, 131 p.

12. Antoshkina A. I., Zhegallo E. A., Isaenko S. I. Microbially mediated organomineralization in Paleozoic carbonate ooids. Paleontological Journal, 2020, V. 54, No 8, pp. 825–834. DOI: 10.1134/S003103012008002X

13. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application. Berlin: Springer Publisher, 2010. 984 pp.

14. James N. P., Choquette P. W. Limestones — the meteoric diagenesis environment. Diagenesis (Ed. by I. A. McIlreath, D. W. Morrow). Geosci. Canada Reprint Ser., 1990, V. 11, No. 4, pp. 161–194.

15. Kendall C. G. St. C., Alsharhan A. S. Holocene geomorphology and recent carbonate–evaporite sedimentation of the coastal region of Abu Dhabi, United Arab Emirates. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 2011, V. 43, pp. 45–88.

16. Kendall C. G. St. C., Sadd J. L., Alsharhan A. Holocene marine cements of beach-rocks of the Abu Dhabi coastline (UAE); Analogs for cement fabrics in ancient limestones. Carbonates and Evaporites, 1994, V. 9, pp. 119–131.

17. Kendall C. G. St. C., Shinn G., Janson X. Holocene cyanobacterial mats and lime muds: links to Middle East carbonate source rock potential. Abstract. Proc. AAPG / SEPM Annual Meeting, Long Beach, 2007.

18. Kroopnik P. M. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 1985, V. 32, pp. 57–84.

19. Morrow D. W. Diagenesis 1. Dolomite — Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. Geoscience Canada, 1982, V. 9, pp 5–13.

20. Pratt B. R. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. Carbonate Mud Mounds. Their origin and evolution. (Ed. by C. L. V. Monty, D. W. J. Bosence, P. H. Bridges, B. R. Pratt) / Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., 1995, V. 23, pp. 49–123.

21. Pratt B. R., Raviolo M. M., Bordonaro O. L. Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. Sedimentology, 2012, V. 59, pp. 843–866.

22. Purser B. H., Loreau J. P. Aragonitic supratidal encrustation on the Trucial Coast, Persian Gulf. The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation in a Shallow Epicontinental Sea (Ed. by B. H. Purser). New York: Springer-Verlag, 1973, pp. 343–376.

23. Teel C. S., Mazzullo S. J., Bischoff W. D. Dolomitization of Holocene shallow-marine deposits mediated by sulfate-reduction and methanogenesis in normal-salinity seawater, Northern Belize // Journal of Sedimentary Research, 2000, V. 70, No. 3, pp. 649–663.

24. Turner E. C., James N. P., Narbonne G. M. Taphonomic Control on Microstructure in Early Neoproterozoic Reefal Stromatolites and Thrombolites. Palaios, 2000, V. 15, pp. 89–111.

25. Whitaker F. F., Smart P. L., Vahrenkamp V. C., Nicholson H., Wogelius R. A. Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas. Dolomites: A Volume in Honour of Dolomieu. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 1994, V. 21, pp. 111–132.

Поступила в редакцию / Received 08.10.2021



Индикаторные признаки карбонатных микробиолитов черносланцевых формаций: изотопный состав и биомаркеры

М. А. Тугарова

ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург
Tugarova.MA@gazpromneft-ntc.ru

Карбонатные породы в виде конкреций, линз, слоев разной морфологии и протяженности являются типичными для черносланцевых формаций разного возраста. Наибольший интерес они представляют в нефтематеринских толщах как индикаторы сложных и не всегда однозначно интерпретируемых геологических процессов. Особое место среди этих осадочных образований занимают микробиолиты, которые служат индикаторами подавления развития морских органических биоценозов, а зачастую и отражают проявления эманационных процессов в древних толщах. Доказательство этих явлений оказывается принципиально важным для прогноза и оценки нефтегазового потенциала нетрадиционных резервуаров.

На примере карбонатных образований черносланцевых формаций триаса и юры показана методика комплексного аналитического определения микробного биохимического генезиса пород, в которой принципиально важное место занимают изотопный состав углерода и кислорода совместно с углеводородными молекулярными маркерами органического вещества. Геохимические признаки выделенных микробиолитов заставляют предположить, что их образование является результатом сложной истории развития черносланцевых толщ и отражает как фоновые литогенетические преобразования, так и наложенные процессы, в том числе и высокотемпературные гидротермальные.

Ключевые слова: черносланцевые формации, микробиолиты, изотопный состав углерода и кислорода, биомаркеры.

Indicator signs of carbonate microbialites in black shale formations: isotopic composition and biomarkers

M. A. Tugarova

LLC «Gazpromneft STC», Saint-Petersburg

Carbonate rocks represented by nodules, lenses, layers of different morphology and length are typical for the black shale formations of different ages. They are of the greatest interest in oil source rocks as indicators of complex and not always unambiguously interpreted geological processes. A special place among these sedimentary bodies is occupied by microbialites, which indicate suppression of development of marine organic biocenoses, and often reflect emanation processes in ancient strata. Proof of these phenomena is fundamentally important for predicting and assessing the oil and gas potential of unconventional reservoirs.

On the example of carbonate solids of Triassic and Jurassic black shale formations, we present a complex analytical method to determine the microbial biochemical genesis of rocks on the base of the isotopic composition of carbon and oxygen, together with the hydrocarbon molecular markers of organic matter. The geochemical features of the isolated microbialites suggest that they are resulted from a complex history of black shale formations, which reflects both background lithogenetic transformations and superimposed processes, including high-temperature hydrothermal ones.

Keywords: Black shale formations, microbialites, isotopic composition of carbon and oxygen, biomarkers.

Введение

Черносланцевые нефтематеринские толщи представляют большой интерес с фундаментальной геологической позиции, а также в прикладном аспекте как нетрадиционные коллекторы углеводородов (УВ). Понимание условий их формирования и постседиментационных изменений является ключом к решению многих теоретических и утилитарных вопросов.

Нефтематеринские породы характеризуются широким спектром химических процессов преобразования ОВ — от стадии раннего диагенеза до метаморфизма. В качестве продуктов этих процессов часто выступает углекислый газ, обычно в растворенном виде. Завершающий этап нефтегенерации — термокатализ ксерогена — характеризуется образованием кислых газов, в том числе CO₂. Дополнительным источником

Для цитирования: Тугарова М. А. Индикаторные признаки карбонатных микробиолитов черносланцевых формаций: изотопный состав и биомаркеры // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 55–61. DOI: 10.19110/geov.2021.11.5.

For citation: Tugarova M. A. Indicator signs of carbonate microbialites in black shale formations: isotopic composition and biomarkers. Vestnik of Geosciences, 2021, 11(323), pp. 55–61, doi: 10.19110/geov.2021.11.5.



CO₂ могут быть и глубинные флюиды. Таким образом, в условиях часто геохимически неравновесной осадочной системы с углеводородно-углекислой специализацией формирование карбонатных включений разной морфологии практически неизбежно, но в каждом конкретном случае их появление может быть связано с определенными факторами и процессами, в том числе и развитием микробиоценозов.

При монотонном минеральном составе этих преимущественно известковых образований важная генетическая информация может быть получена при определении изотопного состава углерода и кислорода, а также идентификации углеводородных биомаркеров (n-алканов, изопреноидов, цикланов, аренов) рассеянного органического вещества (ОВ). В совокупности с полевыми геологическими наблюдениями и данными традиционных литологических исследований (петрография, электронная микроскопия, рентгенофазовый анализ, микротомография) интерпретация этих химических данных позволяет более аргументированно делать выводы об их происхождении.

В данной статье рассматривается изотопный состав карбонатолитов, микробиальная природа которых была предположена на основе их локализации в осадочном разрезе, морфологических и структурных особенностей, данных базовых литологических методов.

Фактический материал и методы исследований

В основу работы положен фактический материал по двум геологическим объектам: черным сланцам триаса восточных островов архипелага Шпицберген и отложениям баженовской свиты Западной Сибири. Карбонатолиты из черносланцевой формации триаса изучены в обнажениях, морфологически охарактеризованы, имеют четкую стратиграфическую привязку. Образцы пород баженовской свиты отбирались из керна, поэтому их морфология не всегда могла быть четко определена, стратиграфическая корреляция керна из разных скважин опиралась на данные геофизических исследований (ГИС).

При этом в целом оба объекта — отложения триаса и юры — схожи по вещественному составу, стадии катагенеза, соответствующей главной фазе нефтегенерации, многообразию карбонатных образований во вмещающих отложениях. Сравнение карбонатолитов из двух нефтематеринских черносланцевых толщ позволяет более уверенно подходить к диагностике образцов керна.

Коллекция каменного материала триаса формировалась в ходе полевых изучений осадочных разрезов. При послойном описании особое внимание уделялось изучению конкреций и псевдоконкреций предполагаемого микробного генезиса, а также макроскопически фиксируемой вторичной карбонатизации. При специализированных аналитических исследованиях, нацеленных на выявление карбонатных тел микробной биохимической природы, комплекс методов включал помимо традиционных (петрографический, электронно-микроскопический, рентгенофлуоресцентный, рентгенофазовый анализы) битуминологический анализ с определением биомаркеров органического вещества (ОВ) и изотопный анализ углерода и кисло-

рода. Результаты последних двух методов и изложены в данной работе.

Комплекс изучения ОВ выполнялся в лаборатории органической геохимии ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга». Изучение рассеянного органического вещества (РОВ) первоначально проводилось на валовом и групповом уровнях: определение в породах содержания C_{орг}, нерастворимого остатка, содержаний хлороформного (Ахл) и спиртобензольного (Асп-б) битумоидов, гуминовых кислот (ГК). Далее анализировался групповой состав Ахл и углеводов. Анализ выделенных фракций УВ, включавший диагностику углеводородных биомаркеров (n-алканы, изопреноиды, цикланы, арены — полиароматические углеводороды), проводился методом газовой хроматографии — масс-спектрометрии (ГХ-МС) на комплексе Hewlett Packard 5973/6850 с квадрупольным масс-детектором и программным пакетом обработки аналитической информации.

Определение изотопного состава углерода и кислорода выполнялось в центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского института им. А. П. Карпинского (ЦИИ ВСЕГЕИ). Было исследовано более 95 образцов вмещающих пород и карбонатных микробиолитов разных морфологических типов. Анализ осуществлялся по методике IRM-MS с помощью масс-спектрометра DELTA plus XL, снабженного препаративной приставкой GasBench. Ошибка измерений (1σ) находилась в пределах 0.1—0.2 ‰ для углерода и 0.1—0.3 ‰ для кислорода.

Результаты и обсуждения

Основными индикаторными признаками карбонатных пород микробного биохимического происхождения являются: морфология тел, их взаимоотношения с вмещающими породами, структуры и микроструктуры.

Исходя из этих признаков в качестве объектов в разрезах триаса архипелага Шпицберген были выбраны: протяженные линзы и пласты, которые по характеру разреза соответствуют классическим цианобактериальным матам (рис. 1, а); карбонатизированные поверхности с текстурами «конус в конусе» (рис. 1, b); микростроматолиты (рис. 1, с), биогермы, разнообразные по морфологии и внутреннему строению (рис. 1, d, e, f). Сходные, но менее морфологически проявленные карбонатные образования отбирались из керна бажен-абалакского комплекса. В кернах они характеризуются плавным переходом от вмещающих пород в подошве и резкой кровлей. Подобный характер взаимоотношения микробиолитов с вмещающими породами описан для разрезов триаса арх. Шпицберген [5].

Кроме описанных микробиолитов анализировались карбонатные тела на контакте с силлами долеритов и кальцит в трещинах, расположенных ниже поверхностей карбонатизации и отдельных биогермов.

Изотопный состав. Основная задача, которая ставилась перед изотопным анализом, — установление возможных особенностей изотопного состава карбонатолитов микробного генезиса. Первым шагом при интерпретации изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород явилась оценка «фоновых»

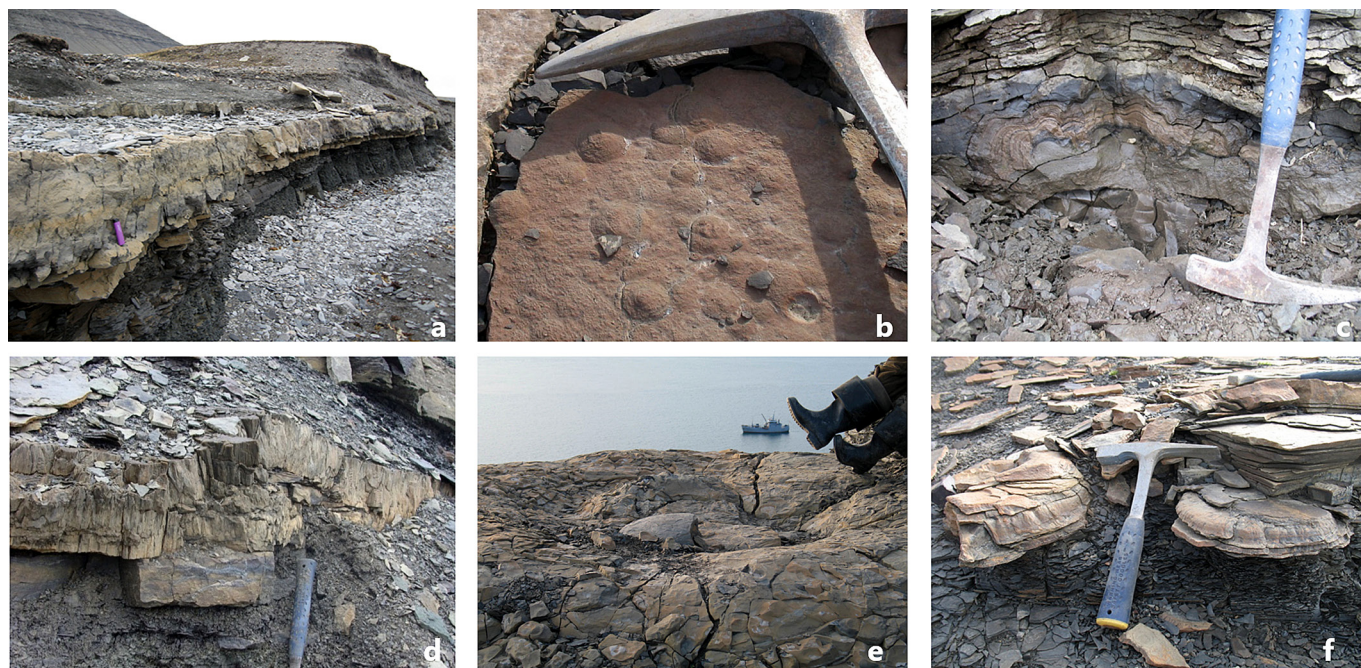


Рис. 1. Морфологические виды карбонатных микробиолитов: а — цианобактериальный мат; б — карбонатизированная поверхность со структурой «конус в конусе»; с — микростроматолит; д — линза-биогерм с кристификацией «конус в конусе» и ламинарным облеканием; е — биогерм выпукло-вогнутой формы; ф — мелкие плосковыпуклые биогермы

Fig. 1. Morphological types of carbonate microbialites: a — cyanobacterial mat; b — carbonated surface with a cone-in-cone structure; c — microstromatolite; d — bioherm lens with cone-in-cone crustification and laminar cover; e — convex-concave bioherm; f — small plano-convex bioherms

изотопных характеристик вмещающих пород (табл. 1).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ для вмещающих пород и карбонатных конкреций диагенетического происхождения указывают на нормально-морскую геохимическую среду. Карбонатные конкреции показывают небольшой отрицательный экскурс по углероду, что характерно для диагенетических карбонатов, образованных при участии бактерий-редуцентов.

Облегчение изотопного состава углерода и кислорода зафиксировано для остальных выделенных групп карбонатных пород (табл. 1). Последовательность нарастания отрицательного экскурса следующая: кон-

креции — метасоматические конкрецииды — кальцит в трещинах — биогермы — карбонатизированные поверхности и цианобактериальные маты.

Микробиолиты-биогермы изучались в наиболее представительной выборке образцов. Особенности варьирования значений $\delta^{13}\text{C}$ в них обусловлены как разным возрастом, так и особенностями строения. В строении микробиолитов-биогермов были выделены три основные части: внутренняя микритовая, облекающая ее зона обрастания с текстурой «конус в конусе» и строматолитоподобное слоистое облекание. Утяжеление изотопного состава углерода фиксирова-

Таблица 1. Средние значения и пределы изменения значений $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB и $\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW для вмещающих пород и карбонатных осадочных образований триаса

Table 1. Average values and variation limits of $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB and $\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW values for the Triassic carbonates and host rocks

Тип осадочных образований Type of sedimentary formations	Возраст /Age	Кол-во проб Number of tests	Средние значения и пределы изменений Average values and variation limits	
			$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
Вмещающие породы / Enclosing rocks	T_{1-3}	11	-2.8 -(2.6—5.1)	23.6 21.2—26.3
Конкреции / Concretions	T_{1-3}	13	-5.1 -(4.8—8.0)	20.3 17.7—22.8
Конкрецииды на контакте с sillами Concretioids in contact with sills	T_1	4	-9.0 -(2.3—0.1)	16.7 15.2—20.1
Кальцит в трещинах / Calcite in cracks	T_{2-3}	5	-9.2 (6.9—10.7)	17.4 13.9—20.6
Микробиолиты — биогермы Microbialites — bioherms	T_{2-3}	38	-9.3 -(4.6—23.3)	20.7 17.8—26.1
Карбонатизированные поверхности, цианобактериальные маты Carbonated surfaces, cyanobacterial mats	T_{2-3}	8	-11.3 -(6.9—2.1)	22.0 13.9—23.4

лось от внутренних зон к внешним. Внутренние микритовые «ядра» биогермов по сравнению с крустификацией «конус в конусе» характеризуются более легким изотопным составом углерода и относительно более тяжелым — кислорода, а в сравнении со слоистыми обрастаниями — более легким изотопным составом углерода и схожими значениями по кислороду (рис. 2).

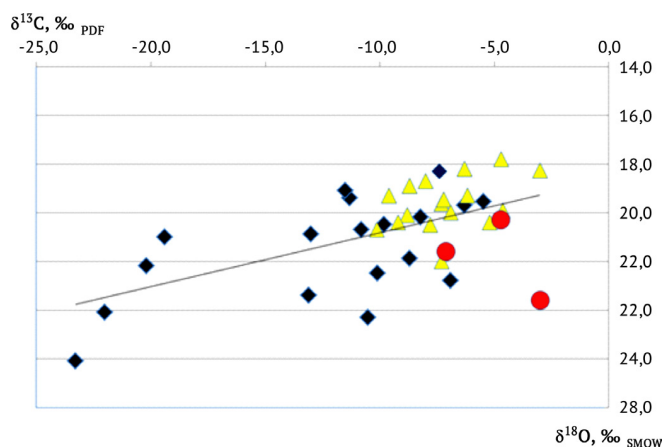


Рис. 2. Диаграмма распределения значений $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ PDB}$ и $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ SMOW}$ для кальцита биогермов.

Условные обозначения: $\blacklozenge$ — внутренняя часть биогермов; $\blacktriangle$ — структуры «конус в конусе»; $\bullet$ — строматолитоподобное слоистое обрастание

Fig. 2. Value distribution chart of $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ PDB}$ and $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ SMOW}$ for bioherms calcite.

Legend: $\blacklozenge$ — inner part of bioherms; $\blacktriangle$ — cone-in-cone structures; $\bullet$ — stromatolite-like layered fouling

В целом от внутренних зон биогермов к внешним наблюдается приближение значений $\delta^{13}\text{C}$ к «нормально-морским», что указывает на возрастание влияния бикарбонатов придонных вод при росте первично-микробных карбонатных тел. Подобные процессы описывались неоднократно для карбонатных микроболитов разного возраста — от рифейских строматолитов до биогермов мезозоя [2, 7, 9, 11, 12], при этом отмечалась значительная роль ОВ и продуктов его преобразования, а также разные способы фракционирования углерода. Обычно темный кальцит, обогащенный ОВ, показывает более легкий изотопный состав углерода, светлый полупрозрачный — более тяжелый. Крустификационные внешние зоны микроболитов-биогермов практически всегда являлись более светлыми. Их образование, как показали петрографические и электронно-микроскопические исследования, являются суммарным результатом двух процессов: перекристаллизации и раннедиагенетической раскристаллизации. Последний, очевидно, должен был включать в качестве источника бикарбонаты поровых вод и, как следствие, относительное утяжеление изотопного состава углерода.

Анализ палеотемператур по значениям $\delta^{18}\text{O}$. Для расчета палеотемператур по $\delta^{18}\text{O}$ использовалось уравнение фракционирования ($103 \ln \alpha \text{ calc.-w.} = 2.78(106T-2) - 2.89$) по Фридману и О'Нейлу [8]. В качестве значения поровых флюидов было принято рав-

ным 1 ‰. Этот выбор был связан с необходимостью сопоставления с историческими данными по схожим объектам триаса, в частности результатами исследований К. Краевского [11, 12], который при расчете палеотемператур для различных карбонатных образований мезозоя арх. Шпицберген исходил из предположения, что диагенетические флюиды по изотопному составу кислорода не резко отличались от придонных вод (от -5 до 0 ‰).

При этом стоит добавить, что роль ката-, диагенетических и седиментационных факторов при формировании разных морфологических типов карбонатных тел была различна, а это означает, что выбрать одно универсальное для всех объектов значение $\delta^{18}\text{O}$ для поровых вод практически невозможно. Рассчитанная палеотемпература для вмещающих пород соответствует стадии катагенеза толщи триаса (МК_{1-2}), а разброс значений для карбонатных пород, включая микроболиты, достаточно широк (табл. 2).

Анализ данных позволил определить следующие общие закономерности:

1. Все карбонатные образования характеризуются более высокими палеотемпературами кристаллизации, чем вмещающие породы.

2. Из всех карбонатных образований максимальные температуры кристаллизации свойственны конкрециям на контакте с силлами долеритов и жильному кальциту, что является достаточно очевидным.

3. Известковые «конус в конусе» структуры биогермов и карбонатизированных поверхностей имеют близкие значения палеотемператур. Цианобактериальные маты близки по значениям к внутренним частям биогермов. Таким образом, очевидны разные термальные условия для «микробальной» кристаллизации и расщепленного роста кристаллов («конус в конусе»). Температуры «микробальной» роста выше, и это требует отдельного объяснения.

4. Выделено три основные группы по значениям палеотемператур: жильный кальцит и конкрециды-метасоматиты; структуры «конус в конусе»; цианобактериальные маты и основные тела биогермов. Значения палеотемператур кристаллизации «фоновых» конкреций близки к среднему значению всех карбонатолитов разреза.

5. Вариации изотопного состава углерода и кислорода не дают однозначной генетической интерпретации генезиса карбонатных пород, но «работают» в сочетании с другими геологическими, литологическими и геохимическими данными.

Рассеянное органическое вещество и биомаркеры. Поскольку изотопный состав не позволил однозначно типизировать карбонатные тела предполагаемого микробного генезиса, исследования были дополнены изучением ОВ от валового уровня (определение содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, группового состава ОВ, группового состава битумоидов) до определения индивидуальных углеводородных структур-биомаркеров с предварительной характеристикой состава РОВ.

Для всех изученных карбонатных пород предполагаемого микробного генезиса характерны повышенные содержания $\text{C}_{\text{орг}}$. Одновременно наблюдается высокий выход фракций масел в составе хлороформенного битумоида (ХБА), УВ в составе пород и метано-нафтеновых фракций в составе УВ (более 50 %).



Таблица 2. Средние значения палеотемператур для вмещающих пород и карбонатных образований триаса

Table 2. Average values of paleotemperatures for Triassic host rocks and carbonate bodies

Объекты / Objects	Возраст Age	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ water -1‰	
		Средняя Т, °С Average T, °C	Пределы изменений Т, °С Variation limits T, °C
Вмещающие породы / Enclosing rocks	T _{1–3}	57.9	36.5–70.3
Конкреции / Concretions	T _{1–3}	66.9	51.3–86.3
Конкрецииды на контакте с sillами Concretioids in contact with sills	T ₁	97.0	69.0–109.4
Кальцит в трещинах / Calcite in cracks	T _{2–3}	91.6	65.4–123.4
Микробиолиты-биогермы / Microbialite-bioherms	T _{2–3}	68.0	33.4–86.2
Карбонатизированные поверхности, цианобактериальные маты Carbonated surfaces, cyanobacterial mats	T _{2–3}	65.6	41.5–87.1

Выявленные генетические типы ОВ для всех изученных карбонатных микробиолитов относятся к гидробионтному и гидробионтно-бактериальному. Микробная составляющая в ОВ фиксируется по распределению *n*-алканов с максимумами C₂₀–C₂₂. На типично морские обстановки осадкообразования указывают: соотношения пристана к фитану (Pr/Ph), высокие значения Ph/C₁₈ = 0.85–1.99; трициклические терпаны (C₂₃–C₂₆), соотношения норгопана и гопа (C₂₉/C₃₀), высших гомогопанов (C₃₄/C₃₅). Только для отдельных карбонатизированных поверхностей диагностирован прибрежно-морской тип седиментации.

Преобладающий «морской» гидробионтный и бактериально-гидробионтный тип РОВ для карбонатных микробиолитов не соответствует типу РОВ вмещающих пород, которые по совокупности геологических и аналитических признаков имеют прибрежно-морской и прибрежно-континентальный генезис, и, очевидно, свидетельствует о локальных биотопах микробиоценозов.

Все изученные образцы характеризуются высоким относительным содержанием нафтидогенных полиароматических УВ (ПАУ) — более 80 %, что соответствует уровню термальной зрелости РОВ в зоне нефтеобразования и/или отражает наличие в РОВ пород миграционных термокаталитических флюидов.

Степень термического (катагенетического) преобразования РОВ пород оценивалась по значениям метилфенантронового индекса с пересчетом на отражательную способность витринита. По этому показателю все исследованные объекты разделились на две группы. Для объектов первой группы расчетные значения отражательной способности витринита (Ro) составили 0.58–0.72, что соответствует мезокатагенезу (МК_{1–2}). Для второй значения Ro превысили 0.8 (0.8–0.91), показав существенное превышение относительно аналогичных показателей вмещающих осадочных толщ. Подобная повышенная термальная зрелость РОВ этой группы карбонатолитов микробной природы заставляла предположить высокую вероятность их формирования в условиях наложенных вторичных процессов, например сипинговых [6]. К аналогичным выводам пришли норвежские геологи при описании кар-

бонатных конкреционных тел в юрских отложениях арх. Шпицберген. Они рассматривали образование карбонатов как результат локального воздействия выходов УВ-флюидов на осадочную толщу [10].

Таким образом, именно биомаркеры РОВ позволили уверенно диагностировать участие микроорганизмов в формировании карбонатных пород и разделить их на относительно низкотемпературные (седиментационно-диагенетические) и высокотемпературные (флюидомикробиолиты). Четкая корреляция между биомаркерами микроорганизмов и изотопным составом углерода и кислорода отсутствует, что обусловлено многообразием процессов фракционирования углерода на разных этапах литогенеза в нефтегазопродуцирующей и нефтегазоносной осадочных системах.

Микробиолиты бажен-абалакского комплекса. Исходя из изложенного выше, логично предложить последовательность диагностики микробиолитов, которая сначала основывалась бы на подтверждении микробного генезиса данными по УВ-биомаркерам, а вслед за тем использовала данные по изотопному составу углерода и кислорода, особенно применительно к карбонатолитам с признаками высокотемпературных маркеров. Подобный подход был применен к дифференциации карбонатных конкреций и псевдоконкреций бажен-абалакского комплекса Западной Сибири.

Распределение *n*-алканов для микробиолитов бажен-абалака несколько отличается от наблюдавшихся в образцах триаса арх. Шпицберген. Обычно оно двухмодальное, с максимумами на C₁₅ и C₂₀, что свидетельствует о присутствии гидробионтного планктоногенного и бактериального РОВ. Соотношение Pr/Ph (1.1–1.23) указывает на окислительные условия. Коэффициент нечетности CPI_{22–30} близок к единице. Доля участия бактериальной составляющей в РОВ оценивалась по соотношению 17 α -гопанов, маркеров прокариот и регулярных стеранов — H₃₀/St₂₉. Последний показатель высокий и составляет 3.75. Наличие биомаркеров клеточных мембран прокариот подтверждается высокими содержаниями трициклов (Ctri/H = 12.9).

Отдельные образцы характеризовались высокой суммой стеранов (до 394.6). Известно, что высокие со-

держания этих структур могут отражать сипинговые процессы [6]. Значение метилфенантренового индекса и рассчитанный по нему показатель отражения витринита так же, как и для второй группы микробиолитов триаса превышали значение 0.8 ($\text{MPI1} = 0.89$; $\text{RoMPI} = 1.18$), указывая на поздний мезокатагенез.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных фазах пород бажен-абалакского горизонта на площади был изучен в 43 образцах.

По изотопному составу диагностированные микробиолиты локализовались в двух полях (рис. 3). Высокотемпературные микробиолиты бажен-абалака с максимальными значениями палеотемператур (до 217 °C) по изотопному составу близки кальциту, залечивающему трещины, что указывает на их генетическую связь и возможность проявления микробных процессов в условиях тектонической активизации осадочных бассейнов. В настоящее время выделены несколько биотопов микроорганизмов-гипертермофилов — зоны, приуроченные к тектоническим разломам и гидротермам, характеризующимся температурами в интервале 100–400 °C [1]. При этом, конечно, образование микробных форм при сверхвысоких температурах остается вопросом дискуссионным.

Полученные данные находят косвенное подтверждение в исследованиях геологов Казанского федерального университета. Изучая кальцит разных генераций в зоне водонефтяных контактов, они определили, что наибольшие различия в изотопном составе углерода и кислорода имеют кальциты, образованные в условиях фонового прогрессивного катагенеза, и кальциты, образованные в условиях наложенных катагенетических процессов, вызванных мигрирующими УВ-флюидами. При этом вторая группа карбонатных минеральных фаз отличалась повышенными расчетными значениями палеотемператур [3, 4].

Сходство изотопного состава карбонатных микробиолитов из двух регионально и стратиграфически различных регионов заставляет предположить общность литотектонических процессов, приводящих к образованию микробиолитов, и в целом указывает на геологические факторы, приводящие к формированию высокопродуктивных нефтематеринских черносланцевых формаций.

Выводы

Изученные карбонатные микробиолиты двух черносланцевых нефтематеринских формаций являются по своему объему малыми локальными телами по сравнению с породами вмещающих толщ. При этом их вещественные особенности позволяют хоть немного приоткрыть завесу сложной истории развития черносланцевых толщ: от условий и обстановок осадкообразования до многостадийного преобразования вещества пород в условиях углекисло-углеводородной флюидной специализации осадочных бассейнов и вторичных наложенных процессов.

Повышенные содержания УВ фракций в высокотемпературных карбонатных микробиолитах и их химическое изотопное сходство с кальцитом, залечивающим тектонические трещины, с большой долей вероятности свидетельствуют о связи нефтегазоносно-

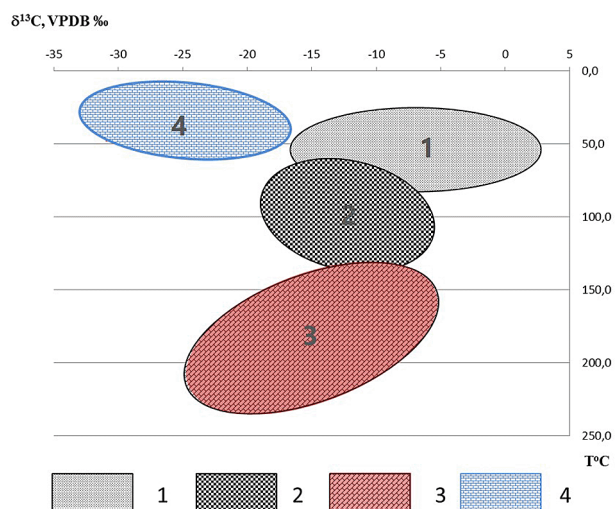


Рис. 3. Значения $\delta^{13}\text{C}$, ‰_{PDB} и палеотемператур (по $\delta^{18}\text{O}$ VSMOW water - 1 ‰) в карбонатолитах бажен-абалакского комплекса.

Условные обозначения: 1 — карбонатные фазы вмещающих пород; 2 — конкреции; 3 — кальцит трещин, высокотемпературных микробиолитов; 4 — седиментационно-диагенетические микробиолиты

Fig. 3. Values of $\delta^{13}\text{C}$, ‰_{PDB} and paleotemperatures ($\delta^{18}\text{O}$ VSMOW water - 1 ‰) in carbonatolites of Bazhen-Abalak complex.

Legend: 1 — carbonate phases of host rocks; 2 — nodules; 3 — calcite in cracks, high-temperature microbialites; 4 — sedimentation-diagenetic microbialites

сти черных сланцев с высокотемпературными эманационными процессами.

Высокотемпературные микробиолиты наиболее интересны как индикаторы древних флюидопроводящих зон, которые, с одной стороны, обеспечивают подток глубинных флюидов, а с другой стороны, контролируют массоперенос элизионных вод и углеводородно-углекислых растворов.

Изотопный состав углерода и кислорода не дает однозначной генетической интерпретации генезиса карбонатных пород в силу разнообразия процессов фракционирования углерода и кислорода в нефтегазоносных толщах, но в сочетании с анализом биомаркеров ОВ позволяет достаточно уверенно диагностировать микробные биохимические процессы, проявленные в карбонатных породах, и отражать температурные режимы кристаллизации карбонатных фаз.

Автор выражает благодарность специалистам, оказавшим помощь в получении и интерпретации аналитических данных: д. г.-м. н В. И. Петровой (ФГБУ «ВНИИОкеангеология») и д. г.-м. н. Э. М. Прасолову (ФГБУ ВСЕГЕИ).

Литература

- Биджиева С. Х., Дербинова К. С., Кубланов И. В., Бонч-Осмоловская Е. А. Способность гипертермофильных Creanarchaeota к разложению труднодоступных белков (α - и β -кератинов) // Микробиология. 2014. Т.83 (6). С. 743–751.
- Жмур С. И. Роль цианобактериальной системы в формировании высокоуглеродистых пород. М.: КомКнига, 2010. 160 с.



3. Кольчугин А. Н., Имменхаузер А. История постседиментационных преобразований карбонатных пород башкирского яруса Волго-Уральского региона // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: Материалы VIII Всерос. литолог. совещ. М., 2015. Т. 1. С. 245–247.

4. Кольчугин А. Н., Морозов В. П. Постседиментационные преобразования в зонах водонефтяных контактов в карбонатных породах-коллекторах башкирского яруса Волго-Уральского бассейна // Геология рифов: Материалы Всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 66–68.

5. Тугарова М. А., Лунев П. И., Федяевский А. Г. Конкреции триаса как литофациальные признаки и стратиграфические коррелятивы для разрезов триаса восточных островов архипелага Шпицберген (Свальбард) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона: Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 218. Вып. 7. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010. С. 122–140.

6. Тугарова В. И., Петрова М. А. Литохимические признаки флюидных процессов в осадочных разрезах нефтегазоносных комплексов // Уч. зап. Казан. ун-та, сер. Естественные науки. Казань: КФУ, 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 157–173.

7. Campbell K., Farmer A., Marais D. D. Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments // Geofluids. 2002. № 2. P. 63–94.

8. Friedman I., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // U. S. Geological Survey Professional Paper — 440-KK. Washington, 1977. 12 pp.

9. Hammer Ø., Nakrem H. A., Little C. T., Hryniewicz K., Sandy M. R., Hurum J. H., Druckenmiller P., Knutsen E. M., Høyberget M. Hydrocarbon seeps from close to the Jurassic–Cretaceous boundary, Savlbard // Palaeogeology, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. № 206. P. 15–26.

10. Hjalmsdóttir H. R., Nakrem H. A., Nagy J. Foraminifera from Late Jurassic — Early Cretaceous hydrocarbon seep carbonates, central Spitsbergen, Svalbard — preliminary results // Norwegian Journal of Geology. 2012. Vol. 95. P. 157–165.

11. Krajewski K. P. Catagenic ankerite replacing biogenic calcite in the Marhøgda Bed (Jurassic), Sassenfjorden, Spitsbergen // Polish Polar Research. 2002. Vol. 23. P. 1–15.

12. Krajewski K. P. Carbon and oxygen isotopic survey of diagenetic carbonate deposits in the Agardhfjellet Formation (Upper Jurassic), Spitsbergen: preliminary results // Polish Polar Research. 2004. Vol. 25. P. 27–43.

References

1. Bidzhieva S. H., Derbikova K. S., Kublanov I. V., Bonch-Osmolovskaya E. A. *Sposobnost' gipertermofil'nykh Creanarchaeota k razlozheniyu trudnodostupnykh belkov (α - i β -keratinov)* (The ability of hyperthermophilic *Creanarchaeota* to degrade hard-to-reach proteins (α - and β -keratins)). *Mikrobiologiya* (Microbiology), 2014. V.83 (6), pp. 743–751.

2. Zhmur S. I. *Rol cianobakterialnoj sistemy v formirovanii vysokouglerodistykh porod* (The role of the cyanobacterial system in the formation of high-carbon rocks). Moscow: KomKniga, 2010, 160 pp.

3. Kol'chugin A. N., Immenhauzer A. *Istoriya postsedimentacionnykh preobrazovanij karbonatnykh porod bashkirskogo yarusy Volgo-Ural'skogo regiona* (The history of postsedimentary transformations of carbonate rocks of the Bashkirian stage of the Volga-Ural region). *Evoluciya osadochnykh processov v istorii Zemli: materialy VIII Vserossijskogo litologicheskogo soveshchaniya* (Evolution of sedimentary processes in the history of the Earth: materials of the VIII All-Russian lithological meeting). Moscow, 2015, V.1, pp. 245–247.

4. Kolchugin A. N., Morozov V. P. *Postsedimentacionnye preobrazovaniya v zonah vodoneftyanykh kontaktov v karbonatnykh porodah-kollektorah bashkirskogo yarusa Volgo-Ural'skogo bassejna* (Postsedimentary transformations in the zones of oil-water contacts in carbonate reservoir rocks of the Bashkirian stage of the Volga-Ural basin). *Geologiya rifov. Materialy Vserossijskogo litologicheskogo soveshchaniya* (Reef geology. Materials of the All-Russian lithological meeting). Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2015, pp. 66–68.

5. Tugarova M. A., Lunev P. I., Fedyaevskij A. G. *Konkreicii triasa kak lito-facial'nye priznaki i stratigraficheskie korrelyativy dlya razrezov triasa vostochnykh ostrovov arhipelaga Shpicbergen (Svalbard)* (Triassic nodules as litho-facies features and stratigraphic correlatives for the Triassic sections of the eastern islands of the Spitsbergen (Svalbard) archipelago). *Geologo-geofizicheskie harakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona* (Geological and geophysical characteristics of the lithosphere in the Arctic region). Proceedings of VNIIOkeangeologiya. V. 218, 7, St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2010, pp. 122–140.

6. Tugarova V. I., Petrova M. A. *Litohimicheskie priznaki flyuidnykh processov v osadochnykh razrezah neftegazonosnykh kompleksov* (Lithochemical signs of fluid processes in sedimentary sections of oil and gas complexes). *Uchenye zapiski Kazanskogo Universiteta, seriya Estestvennye nauki* (Scientific notes of Kazan University, Series of Natural Sciences). Kazan: KFU, 2011, V. 153, Book 4, pp. 157–173.

7. Campbell K., Farmer A., Marais D. D. Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, 2002, No. 2, pp. 63–94.

8. Friedman I., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U. S. Geological Survey Professional Paper — 440–KK. Washington, 1977, 12 pp.

9. Hammer Ø., Nakrem H. A., Little C. T., Hryniewicz K., Sandy M. R., Hurum J. H., Druckenmiller P., Knutsen E. M., Høyberget M. Hydrocarbon seeps from close to the Jurassic–Cretaceous boundary, Savlbard. *Palaeogeology, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011, No. 206, pp. 15–26.

10. Hjalmsdóttir H. R., Nakrem H. A., Nagy J. Foraminifera from Late Jurassic — Early Cretaceous hydrocarbon seep carbonates, central Spitsbergen, Svalbard — preliminary results. *Norwegian Journal of Geology*, 2012, V. 95, pp. 157–165.

11. Krajewski K. P. Catagenic ankerite replacing biogenic calcite in the Marhøgda Bed (Jurassic), Sassenfjorden, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 2002, V. 23, pp. 1–15.

12. Krajewski K. P. Carbon and oxygen isotopic survey of diagenetic carbonate deposits in the Agardhfjellet Formation (Upper Jurassic), Spitsbergen: preliminary results. *Polish Polar Research*, 2004, V. 25, pp. 27–43.

Поступила в редакцию / Received 28.05.2021



Всероссийское литологическое совещание
«Геология рифов – 2020»
Практический семинар
**«Разнообразие генетических типов пород
органогенных сооружений»**

All-Russian Lithological Meeting
«Reef Geology – 2020»

Workshop
**«Variety of genetic types
of rocks of organogenic
structures»**

On April 8–9, 2021, the Laboratory of Lithology and Geochemistry of Sedimentary Formations at the Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences held a workshop «Variety of genetic types of rocks of organogenic structures». The purpose of the workshop was to expand knowledge and to increase the level of scientific research among young scientists.

The following lectures were presented: «The variety of genetic types of rocks of the Upper Ordovician reef Bolshaya Kosyu (Ilych River, Northern Urals)», speaker L. Shmeleva; «Famennian microbial hills of the Timan-Northern Ural region», speaker N. Matveeva; «Microfacies of the Lower Permian skeletal hills of the western slope of the Northern Urals», speaker E. Ponomarenko; «Hot contacts of oceanic basalts with biogenic carbonate sediments», speaker I. Dobretsova.

At the practical lesson the participants looked at collections of the Institute of Geology of various genetic types of biogenic structures in rock thin sections (Upper Ordovician reefs, Upper Devonian microbial mounds, Upper Carboniferous-Lower Permian skeletal mounds), read publications on these biogenic structures, reviewed collections of participants to exchange experience.

8–9 апреля 2021 г. в Институте геологии им. академика Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) был проведен практический семинар **«Разнообразие генетических типов пород органогенных сооружений»**, который является неотъемлемой частью Всероссийского литологического совещания **«Геология рифов»** (25–26 июня 2020, Сыктывкар)*. Целью семинара являлось расширение знаний и повышение уровня профессиональных компетенций молодых ученых-литологов.

Работа семинара проходила в смешанном формате. Первая его половина была посвящена обзорным докладам (лекциям) о геологическом строении, литологических особенностях и генетическом разнообра-



Н. А. Матвеева, И. Г. Добрецова, Л. А. Шмелёва (слева направо) изучают штуды пород

N. Matveeva, I. Dobretsova, L. Shmeleva (from left to right) are studying rock samples

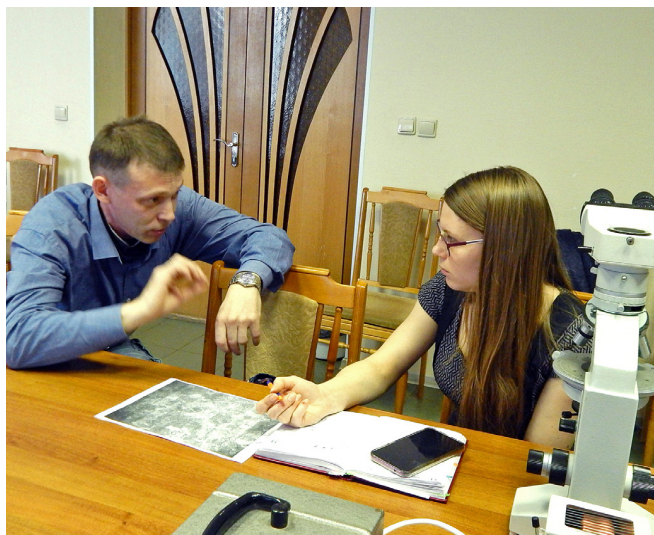
зии органогенных сооружений палеозоя Печорского Урала и Тимано-Североуральского региона. Лекции можно было прослушать непосредственно на заседании практического семинара, онлайн на YouTube-канале Института геологии, а в настоящее время и в записи (8 апреля 2021 г.: <https://www.youtube.com/watch?v=8MLNAZ9H9jQ>; 9 апреля 2021 г.: <https://www.youtube.com/watch?v=YmA9MIOjioM>).

В ходе работы лектория были представлены доклады сотрудников лаборатории литологии и геохимии осадочных формаций ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН: Л. А. Шмелёвой (м. н. с.) «Разнообразие генетических типов пород верхнеордовикского рифа Большая Косью (р. Илыч, Северный Урал)»; Н. А. Матвеевой (к. г.-м. н., м. н. с.) «Фаменские микробные холмы Тимано-Североуральского региона»; Е. С. Пономаренко (к. г.-м. н., рук. лаб.) «Микрофации нижнепермских скелетных холмов западного склона Северного Урала», а также доклад специального гостя семинара, ведущего геолога АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» И. Г. Добрецовой «О горячих контактах океанских базальтов с биогенными карбонатными осадками».

Во второй половине семинара (на практических занятиях) участники погрузились во «внутренний мир» рифа Большая Косью, микробных холмов Хорейверской впадины Тимано-Печорской провинции, скелетных холмов бассейна верхней Печоры. Ознакомились с коллекциями пришлифовок и шлифов различных типов пород этих органогенных построек. Обсудили диагностические признаки органогенных карбонатов, указывающие на их генезис. Обменялись опытом решения

* Геология рифов – 2020. Итоги // Вестник геонаук. 2020. № 7. С. 37–39.

Reef Geology – 2020. Summary // Vestnik of Geosciences, 2020. No. 7. P. 37–39.



А. Н. Сандула и В. Э. Белошей за обсуждением диагностических признаков генезиса органогенных карбонатов

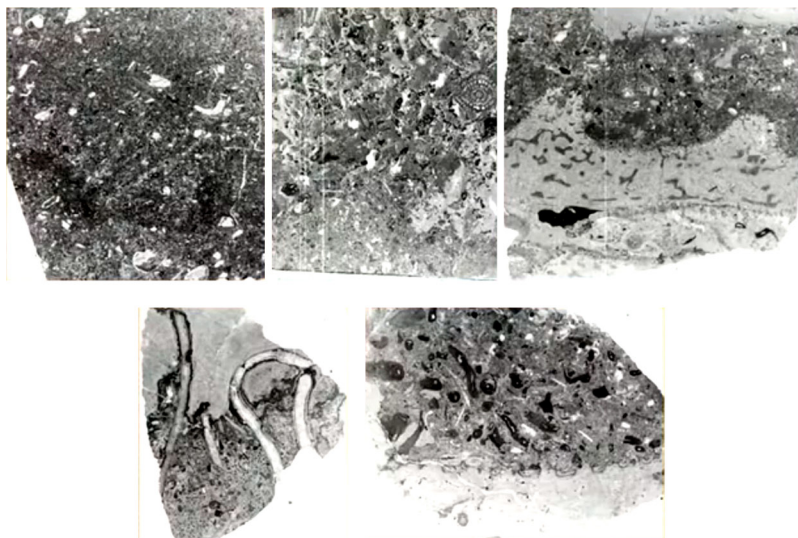
A. N. Sandula and V. E. Beloshei are discussing diagnostic signs of the genesis of organogenic carbonates



А. В. Липянина и Н. С. Сентякова (справа) за изучением шлифов пород

A. Lipyanina and N. Sentyakova (right) are studying rock thin sections

Восточная зона (разрез Писанный Камень)



Е. С. Пономаренко рассказывает о нижнепермских скелетных холмах западного склона Северного Урала (принт-скрин онлайн-трансляции)

E. Ponomarenko talks about the Lower Permian skeletal hills of the western slope of the Northern Urals (screenshot of the online broadcast)

проблем и вопросов, возникающих при детальном изучении ископаемых рифогенных построек: идентификации каркасных организмов, биоценозов, трофических структур и т. д. Сделали обзор публикаций сотрудников лаборатории по тематике семинара. Большой интерес вызвали штуды и шлифы образцов из карбонатных построек и вмещающих их пород, поднятых с поверхности рифтовой долины срединно-океанического хребта Атлантики, любезно предоставленные И. Г. Добрецовой. Видеозарисовку о практических занятиях семинара можно посмотреть в **Telegram**, в постах группы «Geo Stories» (https://t.me/geo_stories/607).

Подводя итоги, хочется подчеркнуть, что конференции или обычный семинар без личного присутствия докладчиков провести можно, однако совершенно невозможно осмотреть образцы пород на расстоянии и изучить их шлифы. В связи с этим организаторы практического семинара выражают огромную благодарность всем тем участникам, кто преодолел препоны ковидной изоляции и приехал в Сыктывкар: Наталье Сентяковой, Алёне Липяниной из Новосибирска, Валерии Белошей из Москвы, Ирине Григорьевне Добрецовой из Санкт-Петербурга.

Куратор семинара — к. г.-м. н. А. Н. Сандула

**Юшкинские чтения • 2022 • Yushkin Readings**

Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина
Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, Федеральный исследовательский центр
«Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук», Министерство науки и высшего образования РФ, Российское минералогическое общество



18–20 мая 2022 года в г. Сыктывкаре проводят
Российскую конференцию с международным участием
**«Современные проблемы теоретической,
экспериментальной и прикладной минералогии»
(Юшкинские чтения – 2022)**
и приглашают принять участие.

НАУЧНАЯ ПРОГРАММА:

1. История, философия и методология минералогии.
2. Генетическая минералогия. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Генетико-информационная минералогия.
3. Минералогическая кристаллография и кристаллогенезис. Неклассические механизмы кристаллообразования.
4. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования. Синтез минералов.
5. Конституция и свойства минералов. Минераловедение. Физика минералов.
6. Микронанодисперсное состояние минерального вещества. Наноминералогия.
7. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия. Органические минералы и минералоиды.
8. Минералогия месторождений полезных ископаемых. Топоминералогия.
9. Геоматериаловедение. Рациональное использование минерального сырья.
10. Минералогия астроблем и метеоритов.
11. Проблемы сохранения геологической информации. Геологические музеи.

БЮРО ОРГКОМИТЕТА:

Председатель – А. М. Асхабов, академик РАН
Сопредседатели – Ю. Б. Марин, чл.-корр. РАН, И. Н. Бурцев, к. г.-м. н.
Ученый секретарь – И. А. Перовский, к. г.-м. н.

АДРЕС:

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН ул. Первомайская, д. 54,
Сыктывкар, Республика Коми, 167982

КОНТАКТЫ:

(8212) 24-53-53 – приемная директора
(8212) 44-71-51 – Козырева Ирина Владимировна
(ученый секретарь ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН)
(8212) 24-51-60 – Перовский Игорь Андреевич (органитет семинара)
Факс: (8212) 24-09-70, 24-53-46. **E-mail:** iaperovskiy@geo.komisc.ru

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин

Institute of Geology named after Academician N. P. Yushkin of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, the Federal Research Center
«Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences», the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, the Russian Mineralogical Society

will hold a Russian conference
with international participation
**«Modern problems of theoretical,
experimental and applied mineralogy»
(Yushkin Readings 2022)**

on **May 18–20, 2022 in Syktvykar**, and invite to take part.

SCIENTIFIC PROGRAM:

1. History, philosophy and methodology of mineralogy.
2. Genetic mineralogy. Typomorphism of minerals and mineral associations. Genetic information mineralogy.
3. Mineralogical crystallography and crystallogenesis. Non-classical mechanisms of crystal formation.
4. Experimental modeling of mineral formation processes. Synthesis of minerals.
5. Constitution and properties of minerals. Mineral science. Physics of minerals.
6. Micronanodispersed state of mineral substance. Nanomineralogy.
7. Biomineralogy and biomineral interactions. Organic minerals and mineraloids.
8. Mineralogy of mineral deposits. Topomineralogy.
9. Geomaterials science. Rational use of mineral raw materials.
10. Mineralogy of astrobles and meteorites.
11. Problems of preserving geological information. Geological museums.

ORGANIZING COMMITTEE:

Chair – A. M. Askhabov, Academician of RAS
Co-chairs – Yu. B. Marin, Corresponding Member of RAS
I. N. Burtsev, Cand. Sci.
Science Secretary – I. A. Perovsky, Cand. Sci.

ADDRESS:

Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st,
Syktvykar, Komi Republic, 167982

CONTACTS:

+7 (8212) 24-53-53 – Director's reception
+7 (8212) 44-71-51 – Kozyreva Irina Vladimirovna
(Science secretary of Institute of geology FRC Komi SC UB RAS)
+7 (8212) 24-51-60 – Perovsky Igor Andreevich
(organizing committee of the seminar)
Fax: +7 (8212) 24-09-70, 24-53-46. **E-mail:** iaperovskiy@geo.komisc.ru

Компьютерная верстка:

А. Ю. Перетягин

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 28.12.2021. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 8,5. Тираж 140. Заказ 1164. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото А. Соболевой, Ю. Глухова, В. Салдина, К. Романова.