



Vestnik of Geosciences **Вестник геонаук**

Октябрь
October
2021,
№ 10 (322)

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
Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя <i>Д. А. Груздев</i>3	Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy <i>D. A. Gruzdev</i>3
Возраст монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфjelла и Моссель (полуостров Ню-Фрисланд, о. Западный Шпицберген) по данным Th-U-Pb (CHIME)-датирования <i>С. А. Акбарпуран Хайяти, Ю. Л. Гульбин, С. Е. Борисовский</i>16	Age of monazite from metapelitic schists of Atomfjella and Mossel series, Western Ny Friesland, Spitsbergen according to the CHIME method <i>S. A. Akbarpuran Haiyatia, Yu. L. Gulbin, S. E. Borisovskiy</i>16
Природа раннедокембрийских кристаллических комплексов <i>В. С. Шкодзинский</i>25	Genesis of Early Precambrian crystalline complexes <i>V. S. Shkodzinskiy</i>25
Анализ состава продуктов термолиза обеззоленных концентратов, полученных на основе горючих сланцев Айювинского месторождения (Республика Коми) <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, И. Н. Бурцев, Д. В. Кузьмин, В. А. Белый, А. А. Ильченко (Деревесникова)</i>33	Analysis of the composition of thermolysis products of ash-free concentrates obtained on the basis of oil shale of the Ayuviniskoye deposit (Komi Republic) <i>N. S. Burdelnaya, D. A. Bushnev, I. N. Burtsev, D. V. Kuzmin, V. A. Belyy, A. A. Ilchenko (Derevesnikova)</i>33
Исследование цеолитсодержащих кремнистых пород Дагестана для получения минеральной добавки в цемент <i>А. Р. Юсупов, С. А. Мамаев, З. А. Юсупов, А. С. Мамаев</i>42	Study of zeolite-containing silicon rocks of Dagestan for obtaining a mineral additive to cement <i>A. R. Yusupov, S. A. Mamaev, Z. A. Yusupov, A. S. Mamaev</i>42
Хроника, события, факты. История науки	Chronicle, events, facts. History of Science
Геологический музей ухтинского филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ»47	Geological Museum of the Ukhta branch of ООО «Gazprom VNIIGAZ»47
Новые издания.....52	New publications52

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.3.051 (551.73)

DOI: 10.19110/geov.2021.10.1

Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя

Д. А. Груздев

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
dag79@yandex.ru

В статье рассматриваются изолированные карбонатные платформы, разрезы которых известны на Приполярном Урале (бассейн р. Большая Надота, скважины Юнъяхинской и Левогрубеюской площадей) и Северо-Западном Пай-Хое (бассейн р. Лымбадьяха, побережье Баренцева моря). Выделены три этапа их развития – франский, фаменско-турнейский и визейско-серпуховский. Для каждой платформы построены модели седиментации, проведен анализ мощностей сводных разрезов, построены кривые погружения; выявлены сходство и различия в истории их формирования и структуре. Тектоническое заложение во фране – раннем фамене внутришельфовых впадин (Кожимская – на Приполярном Урале, Коротаихинская – на Пай-Хое) обусловило возникновение изолированных карбонатных платформ. Дальнейшее развитие последних контролировалось преимущественно эвстатическими колебаниями уровня моря. Платформы отличаются по времени существования (Полярноуральская – поздний фран – серпухов, Пай-Хойская – ранний фамен – турне), рельефу, фациальной неоднородности и размерам. Изолирующие внутришельфовые впадины также имели разные размеры (Кожимская была крупнее, чем Коротаихинская). Кроме того, Полярноуральская изолированная карбонатная платформа относится к тепловодному типу, а Пай-Хойская – к прохладноводному.

Ключевые слова: Пай-Хой, Приполярный Урал, верхний девон, нижний карбон, изолированная карбонатная платформа, модели седиментации.

Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy

D. A. Gruzdev

Institute of Geology of FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The article considers isolated carbonate platforms known in the Sub-Polar Urals (basin of the Bolshaya Nadota River; boreholes of the Yunyakha and Levaya Grubeyu areas) and the NW Pay-Khoy (basin of the Lymbad'yakha River and coast of the Barents Sea). The three stages of formation of the platforms (Frasnian, Famennian-Tournaisian, and Visean-Serpukhovian) are distinguished, and the sedimentological models of these platforms are developed. Subsidence curves based on the back-stripping demonstrate some differences in the evolution of the studied isolated carbonate platforms. Similarities and differences in the history and structure of the platforms are observed. Formation of the intra-shelf depressions (the Kozhim Depression in the Sub-Polar Urals, and the Korotaikha Depression in the Pay-Khoy) in the Frasnian – Early Famennian caused appearance of isolated carbonate platforms. The depressions probably were formed by the regional tectonics. The following development of the carbonate platforms was controlled by eustatic fluctuations. The isolated platforms differ by stratigraphic spans (Late Frasnian – Serpukhovian for the Polar Urals Platform and Famennian-Tournaisian for the Pay-Khoy Platform), relief, facies, and size. The isolated depressions differ in size as well: the Kozhim Depression is larger than the Korotaikha Depression. Additionally, it is supposed that the Polar Urals platform was of warm-water type, but the Pay-Khoy platform was of cool-water type.

Keywords: Pay-Khoy, Sub-Polar Urals, Upper Devonian, Lower Carboniferous, isolated carbonate platform, models of sedimentation.

Введение

В настоящее время при описании мощных толщ карбонатов мелководно-морского генезиса используется устоявшийся термин «карбонатная платформа». Он имеет достаточно широкое толкование и применяется как для обозначения карбонатных толщ, сформировавшихся в различных геотектонических условиях

[33], так и для любых поверхностей, контролирующих распределение фаций мелководно-морских карбонатов: от гомоклинальных рампов (homoclinal ramps) до окаймленных шельфов (rimmed shelves) [27]. Изучение процессов и факторов, влияющих на морское карбонатонакопление, активно началось в 70-х годах прошлого века. Первым, кто предложил различать рампы и шельфы, был В. М. Ар [21]. Позднее Р. Н. Гинзбург

Для цитирования: Груздев Д. А. Позднедевонско-раннекаменноугольные изолированные карбонатные платформы на севере Урала и Пай-Хоя // Вестник геонаук. 2021. 10(322). С. 3–15. DOI: 10.19110/geov.2021.10.1.

For citation: Gruzdev D. A. Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms of the North of the Urals and Pay-Khoy. Vestnik of Geosciences, 2021, 10(322), pp. 3–15, doi: 10.19110/geov.2021.10.1.

и Н. П. Джеймс выделили окаймленные и открытые шельфы [25]. Дж. Л. Уилсон в 1975 году дал первую развернутую модель карбонатной платформы, под которой он понимал гигантское карбонатное тело, имеющее более-менее горизонтальную кровлю и (обычно) крутые склоны, а на периферии сложенные осадками зоны высокой волновой энергии [35]. Среди работ 80-х годов по исследованию карбонатных платформ стоит отметить публикации Д. Ф. Рида [28, 29]. В них впервые разработана схема классификации типов платформ в соответствии с профилем осадконакопления и фациальной зональностью, а также эволюцией этих платформ на пассивных и активных континентальных окраинах.

Позднее М. Е. Таккер и В. П. Райт [33] модифицировали терминологию, выделив отличающиеся по морфологии пять основных разновидностей карбонатных платформ: эпиконтинентальную платформу, рампы, окаймленный шельф, изолированную и затопленную платформы.

Под изолированной карбонатной платформой (ИКП) понимается область шельфа, окаймленная более глубоководными участками и представляющая собой замкнутую седиментационную систему. Для этой системы характерна изоляция в первую очередь от терригенного материала, а осадконакопление целиком обеспечивается местной продукцией карбонатов. Склоны, как правило, имеют наклон более 15° и окаймлены биогермно-отмельными комплексами осадков [34]. Внутренняя зона обычно представлена карбонатными илами внутренних лагун [10].

Крупные региональные карбонатные образования, представленные биогермно-отмельными комплексами отложений края шельфа, известны на Приполярном Урале (бассейн р. Большая Надота, скважины Юнъяхинской и Левогубеинской площади) и на юго-западном склоне Пай-Хоя (бассейн р. Лымбадъяха и побережье Баренцева моря). Их строению и фациальным особенностям посвящен ряд исследований. В 1971 году А. И. Елисеевым был установлен и описан поздневизейский риф на Приполярном Урале (бассейн р. Большая Надота) [9], позднее М. А. Шишкиным [20] выдвинуто предположение о существовании в фаменское время оолитовой мегабанки. Группой польских исследователей в 2001 году [31] уточнена датировка рифового массива (Большенадотский риф — по А. И. Елисееву) и предложена модель его формирования в девонско-каменноугольное время. Позднее в работе А. В. Журавлева [11] дана седиментационная модель для более узкого возрастного интервала (фаментурне), и высказано предположение о существовании ИКП на Приполярном Урале, современным аналогом которой является Багамская банка. В нашей работе [3] эта идея получила дальнейшее развитие: в истории формирования изолированной карбонатной платформы в позднедевонско-раннекаменноугольное время на Приполярном Урале выделены три этапа осадконакопления, для которых построены модели седиментации, отражающие закономерности развития органических построек и их окружения. Нами было высказано предположение о тектоническом заложении внутришельфовой впадины как регионального фактора, инициировавшего возникновение ИКП на краю шельфа в позднем девоне. В дальнейшем эвстатикой кон-

тролировалась литофациальная зональность самой Полярноуральской ИКП [3]. Фации данной платформы также установлены на территории Приполярного и Полярного Урала в керне скв. Левогубеинская-1 [14] и Юнъяхинская-1 [4].

На северо-западном склоне Пай-Хоя среднепалеозойские мелководные карбонатные отложения были описаны В. С. Енокиным и отнесены им к «карбонатной мелководно-шельфовой структурно-формационной зоне»*. Позднее Н. М. Еременко [10] уточнила строение раннекаменноугольных биогермно-отмельных комплексов Пай-Хоя и Урала и выделила среди них два типа отмелей — «полярноуральский» и «пай-хойский». Отмели полярноуральского типа представляли собой биогермы, окруженные детритовыми и оолитовыми валами, в то время как отмели пай-хойского типа существовали в виде детритовых валов, разделенных мелководными впадинами с низкой гидродинамикой [8].

В 2020 году карбонатный комплекс позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, развитый на северо-западе Пай-Хоя (Пай-Хойский карбонатный правохтон), нами с соавторами рассматривался в качестве Пай-Хойской ИКП во франско-турнейское время. Формирование этой изолированной платформы было обусловлено неравномерным тектоническим погружением края Печорской плиты [6].

Таким образом, для Приполярного Урала и северо-запада Пай-Хоя предполагается существование ИКП на краю шельфа в позднедевонско-раннекаменноугольное время. Тем не менее остается открытым вопрос о соотношении региональных (тектонических) и глобальных (эвстатических) факторов в возникновении и функционировании этих структур. Цель данной работы состоит в решении этого вопроса.

Объект и предмет исследования

Материалом для данной работы послужили результаты изучения нами совместно с Д. Б. Соболевым, А. В. Журавлевым, Я. А. Вевель, Р. С. Кармановым, С. Ю. Камзалаковой, В. А. Коноваловой и А. Н. Плотицыным разрезов верхнего девона – нижнего карбона в бассейне р. Большая Надота (Приполярный Урал), керна скважины Юнъяхинская-1 и Левогубеинская-1, а также разрезов на р. Лымбадъяха и побережье Баренцева моря (СЗ Пай-Хой). Кроме того, дополнительно были привлечены материалы К. А. Коковина по разрезам бассейна р. Большая Надота (Приполярный Урал). Основное внимание было уделено двум детально изученным участкам — Большенадотинскому и Лымбадъяхинскому, расположенным в восточной части Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (СФЗ) (рис. 1).

Соотношение изученных стратиграфических подразделений показано на рис. 2.

В Большенадотинском районе развиты следующие подразделения (характеристика составлена по [2, 9]) (рис. 2): надотамыльская свита, матяшорская толща, большенадотинская толща, нерасчлененная известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая

* Енокин В. С. Палеозойские отложения и история геологического развития Западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. канд. дис. М., 1971. 26 с.

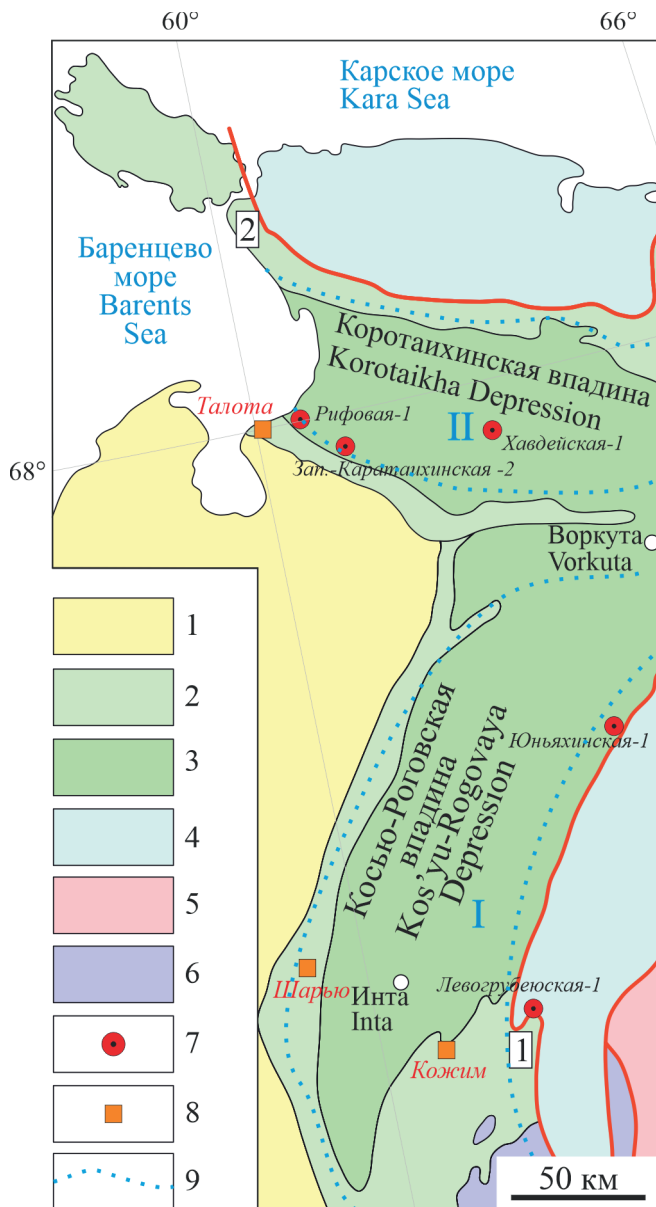


Рис. 1. Расположение рассматриваемых районов на схеме структурно-формационного районирования севера Урала и Пай-Хоя (по [1], с дополнениями). Условные обозначения: 1 — отложения чехла Печорской плиты; 2 — Бельско-Елецкая СФЗ; 3 — впадины Предуральского передового прогиба; 4 — Зилаиро-Лемвинская СФЗ; 5 — Центрально-Уральская мегазона; 6 — рифейско-вендские отложения; 7 — скважины, 8 — разрезы, 9 — границы палеовпадин: I — Кожимской, II — Коротаихинской. Цифрами обозначены рассматриваемые районы: 1 — Большенадотинский (бассейн р. Большая Надота), 2 — Лымбадьяхинский (мыс Пырков, бассейн р. Лымбадьяха, побережье Баренцева моря)

Fig. 1. The location of the areas under consideration on the scheme of structural-formational zoning of the north of the Urals and Pay-Khoy (according to [1], with additions). Legend: 1 — sediments of the cover of the Pechora plate; 2 — Belsko-Eletskaia SFZ; 3 — depressions of the Ural foredeep; 4 — Zilairo-Lemvinskaya SFZ; 5 — Central Ural megazone; 6 — Riphean-Vendian deposits; 7 — wells; 8 — sections; 9 — boundaries of paleo-depressions: I — Kozhimskaia, II — Korotaihkinskaya. The numbers indicate the areas under consideration: 1 — Bolshenadotinsky (basin of the Bolshaya Nadota river), 2 — Lymbad'yakhinsky (Cape Pyrkov, basin of the Lymbad'yaha river, the coast of the Barents Sea)

толщи, рифовый массив Олыся. Надотамылькская свита (разрезы бассейна р. Большая Надота, скв. Левогрубеинская-1) сложена преимущественно терригенными отложениями — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в верхней части с пачкой глинистых известняков. Матяшорская толща (разрезы бассейна р. Большая Надота, скв. Юнъяхинская-1) представлена в основном биокластовыми и биоморфными известняковыми разностями. Большенадотинская толща (разрезы бассейна р. Большая Надота, скв. Юнъяхинская-1) образована преимущественно оолитовыми известняками, а известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толщи (разрезы бассейна р. Большая Надота, скв. Юнъяхинская-1) — литобиокластовыми известняками, в различной степени доломитизированными. Рифовый массив Олыся слагают известняки рифогенного облика — в основном биоморфные в ассоциации с литобиокластовыми и оолитовыми разностями.

В строении Лымбадьяхинского района в рассматриваемом стратиграфическом интервале участвуют три подразделения (характеристика дана по [6]) (рис. 2): пырковская толща, лымбадьяхинская и болванская свиты. Пырковская толща (мыс Пырков, руч. Пырков) представлена в нижней части терригенными отложениями — косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые выше по разрезу сменяются чередованием аргиллитов и биокластовых известняков. Верхняя часть разреза сложена органогенными и биокластовыми известняками, а венчает разрез пачка пелитоморфных известняков с кремневыми конкрециями (рис. 3). Лымбадьяхинская свита (побережье Печорского моря в районе мыса Пырков, бассейн р. Лымбадьяха) представлена известняками — в нижней части органогенными (строматопорово-водорослевыми), в верхней — биокластовыми. Болванская свита (побережье Печорского моря от устья р. Лымбадьяха до мыса Чайка) образована биокластовыми известняками, в нижней и средней частях разреза выделяются горизонты рассеянно-линзовидных скоплений колониальных и одиночных кораллов и крупных раковин брахиопод в близком к прижизненному положению. В верхней (серпуховской) части разреза присутствуют глинисто-карбонатные прослои.

В основу интерпретации материалов положены разработанные ранее для Большенадотинского района фациальные модели [3]. Для реконструкции истории формирования внутришельфовых впадин и изолированных карбонатных платформ был также использован метод анализа мощностей и реконструкции погружения субстрата [6]. Реконструкция погружения осуществлена с помощью программного обеспечения BackStrip [24]. Величина погружения вычисляется как сумма мощности накопившихся за определенное время осадков (с учетом их уплотнения), эвстатического изменения уровня моря и изменения глубины бассейна. При расчетах принимается, что максимальное уплотнение осадка для карбонатных пород составляет 2 раза, а для терригенных и глинистых — 1.7 раза [22]. Данные по эвстатическим изменениям взяты из публикации Хака и Шаттера [26].

Исходными данными для каждого района служили сводные разрезы и их фациальная интерпретация (рис. 3).

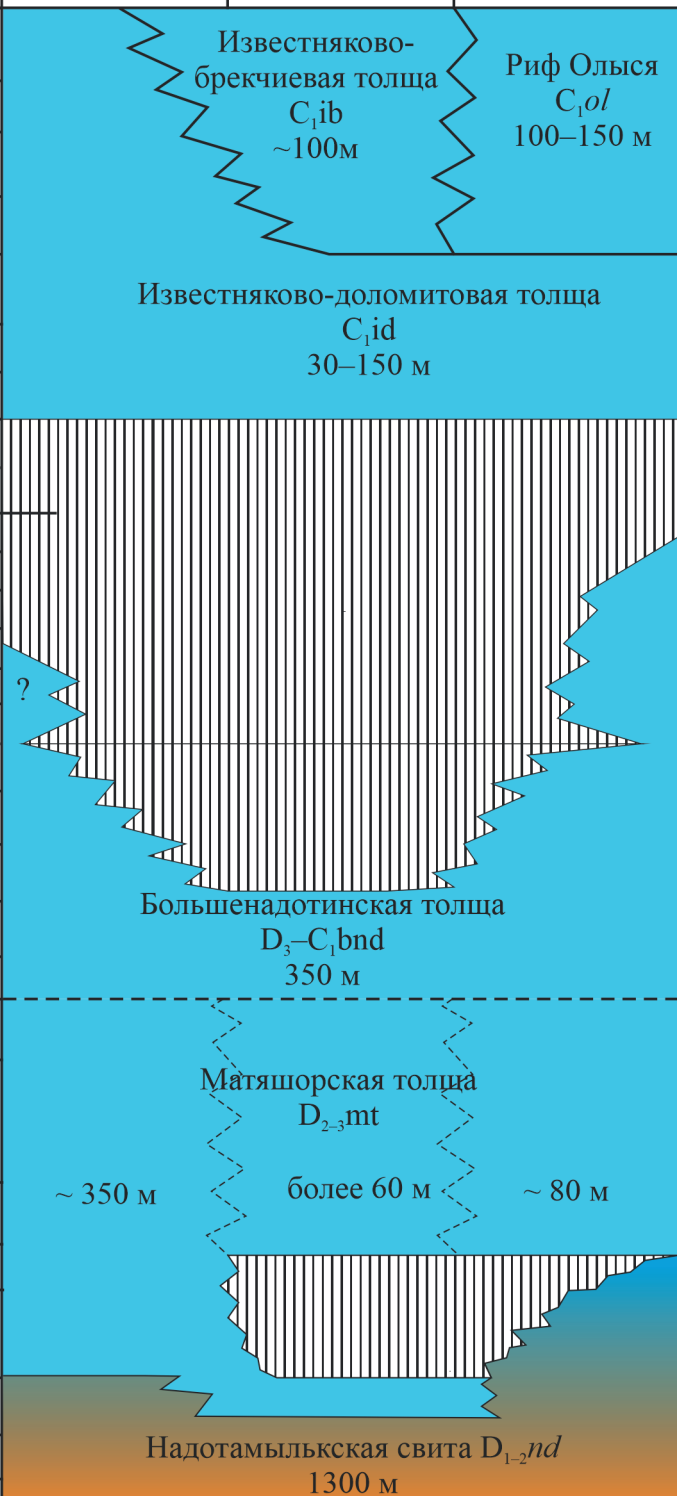
ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА (Стратиграфический кодекс 1993 года)				РЕГИОНАЛЬНАЯ (СУБРЕГИОНАЛЬНАЯ) СХЕМА ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛ (УРСС, 1993; Постановления МСК, вып. 38, 2008)		КОРРЕЛЯЦИЯ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ CORRELATION OF LOCAL STRATIGRAPHIC UNITS							
ЭРАТЕМА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ И ПОДОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТЫ		Елецкая структурно-формационная зона Eletskaia structural formation zone							
						Западный склон Приполярного Урала Western slope of Subpolar Urals		Северо-западный Пай-Хой NW Pay-Khoi					
						Большенадотинский район Bolshenadotinsky area		Лымбадьяхинский район Lymbadyakhinsky area					
						Западная подзона	Центральная подзона	Восточная подзона					
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ / PALEOZOIC	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ / CARBONIFEROUS	НИЖНИЙ	Серпуховский C _{1s}	Юлдыбаевский		Известняково-брекчиевая толща C _{1ib} ~100м	Риф Олыся C _{1ol} 100–150 м	Болванская свита C _{1bl} 500–550 м					
				Протвинский									
				Косогорский									
			Визейский C _{1v}	Веневский		Известняково-доломитовая толща C _{1id} 30–150 м							
				Михайловский									
				Алексинский									
				Тулльский									
				Бобриковский									
				Радаевский									
			Турнейский C _{1t}	Косвинский		?							
				Кизеловский									
				Черепетский									
				Упинский									
				Малевский									
				Гумеровский									
	ДЕВОНСКАЯ / DEVONIAN	ВЕРХНИЙ	Фаменский D _{3fm}	Лытвинский	Большенадотинская толща D ₃ –C _{1bnd} 350 м			Лымбадьяхинская свита D ₃ –C _{1lb} 130–170 м					
				Кушелгинский									
				Мурзакаевский									
				Макаровский									
				Барминский									
				Франский D _{2f}					Аскынский	Матяшорская толща D _{2-3mt} более 60 м	~ 350 м	~ 80 м	Пырковская толща D _{3pr} 60–80 м
									Мендымский				
		Доманиковский											
		Саргаевский											
		СРЕДНИЙ	Живетский D _{2zv}		Кыновский								
					Пашийский								
					Чеславский								
		Эйфельский D _{2ef}		Чусовской	Надотамыльская свита D _{1-2nd} 1300 м								
				Афонинский									

Рис. 2. Стратиграфическая схема рассматриваемых районов (по [3, 6, 12, 13, 19] с дополнениями и изменениями). Заливкой отмечен преобладающий состав отложений: коричневый цвет — терригенные отложения, голубой цвет — карбонатные отложения

Fig. 2. Stratigraphic chart of the areas under consideration (according to [3, 6, 12, 13, 19] with additions and changes). The color marks the predominant composition of the sediments: brown — terrigenous sediments, blue — carbonate sediments

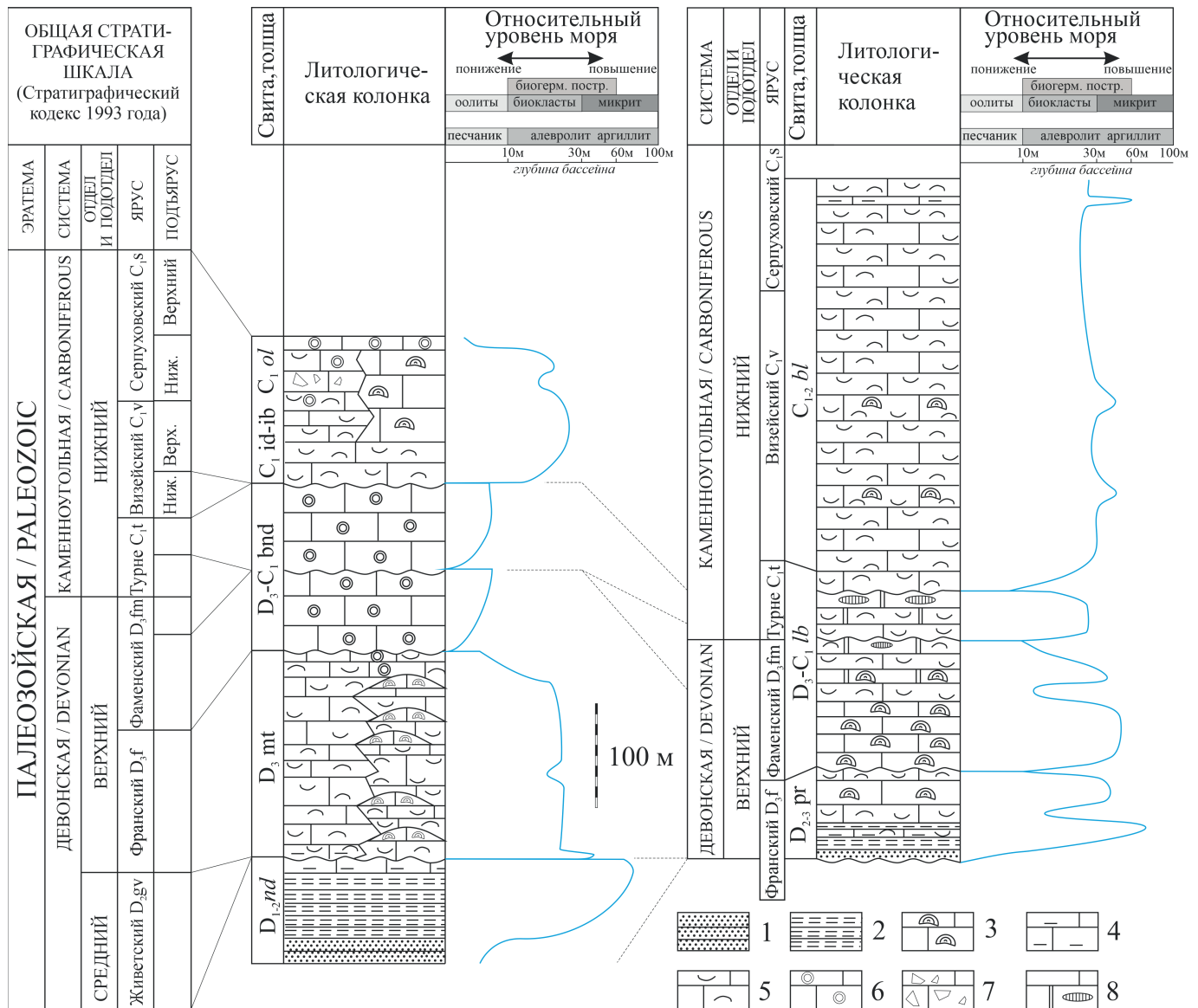


Рис. 3. Сводные разрезы Лымбад'яхинского (слева) и Большенадотинского (справа) районов с кривыми изменения относительного уровня моря. Условные обозначения: 1 — песчаник, 2 — аргиллит и алевролит, 3 — известняк органический, 4 — известняк глинистый, 5 — известняк биокластовый, 6 — известняк оолитовый, 7 — известняковые брекчии, 8 — известняк доломитизированный с кремневыми конкреционными плитами. В колонках индексами обозначены следующие стратиграфические подразделения: $D_{1-2} nd$ — надотамыльская свита, $D_{2-3} mt$ — матышорская толща, $D_3-C_1 bnd$ — большенадотинская толща, $C_1 id-ib$ — нерасчлененная известняково-доломитовая и известняково-брекчиевая толща, $C_1 ol$ — риф Олыся (Большенадотский риф по А. И. Елисееву [9]), $D_{2-3} pr$ — пырковская толща, $D_3-C_1 lb$ — лымбад'яхинская свита, $C_{1-2} bl$ — болванская свита

Fig. 3. Synoptic sections of the Lymbad'yakha (left) and the Bol'shaya Nadota (right) regions, with curves of relative sea level changes. Legend: 1 — sandstone, 2 — mudstone and siltstone, 3 — organogenic limestone, 4 — clayey limestone, 5 — bioclastic limestone, 6 — oolitic limestone, 7 — limestone breccias, 8 — dolomitized limestone with chert nodule slabs. The following stratigraphic subdivisions are indicated on the columns: $D_{1-2} nd$ — Nadotamylyk Formation, $D_{2-3} mt$ — Matyashor Formation, $D_3-C_1 bnd$ — Bolshaya Nadota Formation, $C_1 id-ib$ — undivided limestone-dolomite and limestone-breccia formation, $C_1 ol$ — Olyssa reef (Bol'shenadotskiy reef after A. I. Eliseev [9]), $D_{2-3} pr$ — Pyrkovskaya Formation, $D_3-C_1 lb$ — Lymbadyakha Formation, $C_{1-2} bl$ — Bolvansky Formation

Детальность реконструкций погружения обусловлена степенью расчленения используемых разрезов. В настоящей работе анализ был проведен по следующим временным интервалам (рис. 4): франкийский век, фаменский век, раннетурнейское время, позднетурнейское время, ранневизейское время и поздневизейско-серпуховское время.

Изменение относительного уровня моря (рис. 3) для рассматриваемых районов рассчитывалось из ус-

ловия, что определенные типы осадков на карбонатной платформе формируются в определенном диапазоне глубин. В работе принимается соотношение типов отложений и батиметрии, установленное в пределах Багамских банок [15, 30]. Мелководные карбонатные осадки в пределах изолированной карбонатной платформы распределены в следующей последовательности (по мере увеличения глубины): оолитовые пески — биокластовые пески — карбонатный ил. Органические

постройки характеризуются широким диапазоном глубин [15, 30].

Оолиты формируются в условиях крайнего мелководья, в подвижных водах с режимом высокой энергии и чаще всего ограничены глубиной до 8–10 метров [30]. Как правило, они образуют отмели и бары, приуроченные к краевым частям платформы. Значительная часть биокластического материала аккумулируется в диапазоне глубин от 10 до 30 метров [15, 30] в условиях умеренной динамики вод. Биокласты обычно слагают мелкие аккумулятивные формы, расположенные на периферии платформы и рядом с органогенными постройками [15]. Микриты (карбонатный ил) отлагаются на глубинах ниже базы волнового воздействия. В пределах изолированных карбонатных платформ они приурочены, как правило, к центральным частям (глубины более 30 м), защищенным от воздействия волн расположенными на краях органогенными постройками и аккумулятивными формами [30].

Органогенные постройки формируются на глубинах от 10 до 60 м и тяготеют к краевым частям изолированных карбонатных платформ [30]. При этом мелкие калиптры могут встречаться и в центральных частях.

Результаты исследований

Для сводных разрезов Большенадотинского района Полярного Урала, Пай-Хойского карбонатного паравтохтона, а также востока Косью-Роговской впадины (разрез на р. Кожим), поднятия Чернышева (разрез на р. Шарью), Вашуткино-Талотинской зоны надвигов (разрез на р. Талота и скважина 1-Рифовая) и юго-запада Коротаихинской впадины (скважина 1-Хавдейская) (рис. 1) построены кривые погружения для позднедевонско-раннекаменноугольного интервала (рис. 4).

Анализ кривых показывает, что на Приполярном Урале и в Приуралье начиная с франского века происходило дифференцированное прогибание, которое, вероятно, привело к формированию относительно глубоководной Кожимской впадины. Это подтверждается наличием глубоководных отложений этого возраста (карбонатные турбидиты с кремнисто-глинистыми фоновыми осадками) в разрезе на р. Кожим, западнее Большенадотинского района [18]. К началу фамена впадина окончательно отделила Большенадотинскую карбонатную платформу от основной Печорской платформы. Разница в амплитудах прогибания особенно заметна для разрезов гряды Чернышева, где достигла порядка 800 м в фаменское время. Дифференцированное развитие края шельфа продолжалось до конца серпуховского века. Также на графиках видно, что, скорее всего, впадина имела асимметричное строение: в начале фамена интенсивнее прогибался внутренний борт (разрезы гряды Чернышева), затем, в турнейское время, зона активного прогибания смещалась восточнее (разрезы бассейна р. Кожим), в сторону края изолированной платформы. Для Пай-Хойского карбонатного паравтохтона можно отметить, что в фаменско-турнейское время его погружение отставало на 150–400 м от западных и юго-западных бортов Коротаихинской впадины (разрезы Вашуткино-Талотинской зоны надвигов, р. Талота) (рис. 4, график 2) и юга Коротаихинской впадины (скважина Хавдейская-1) (рис. 4, график 3).

Вероятно, это отставание в прогибании маркирует время образования поднятия края шельфа и возникновение ИКП на северо-западе Пай-Хоя.

Формы кривых погружения для Приполярного Урала (район р. Большая Надота) и северо-запада Пай-Хоя (Пай-Хойский карбонатный паравтохтон) начинают существенно различаться с позднего визе. Для Пай-Хоя интенсивность погружения увеличивается и почти сравнивается по скорости погружения с западным бортом Коротаихинской впадины. Вероятно, уже с позднего визе ИКП на северо-западе Пай-Хоя (Пай-Хойский карбонатный паравтохтон) перестала существовать, а бассейн развивался в рамках единой Печорской платформы. На кривой погружения для Приполярного Урала (район р. Большая Надота) видно, что относительно слабое прогибание края шельфа продолжалось, однако оно значительно отставало от скоростей погружения субстрата в районе современного бассейна р. Кожим (рис. 4, график 6). Вероятно, Большенадотинская ИКП существовала вплоть до позднего серпухова. В пользу этого предположения свидетельствуют глубоководные разрезы серпуховского яруса, известные западнее бассейна р. Большая Надота: на р. Миссисипка (восток Косью-Роговской впадины) [16] и на р. Изъяю (юг гряды Чернышева) [14]. Таким образом, интенсивность погружения существенно варьировала для разных участков бассейна, а также на разных этапах геологического прошлого.

В истории формирования ИКП на Приполярном Урале (Большенадотинский район) нами установлены и рассмотрены три крупных этапа ее развития — франский, фаменско-турнейский и визейско-серпуховский [3]. Аналогично предлагается выделение трех этапов осадконакопления и в истории существования ИКП на СЗ Пай-Хоя (Лымбадяхинский район).

Общей причиной возникновения этих ИКП является тектоническое заложение внутришельфовых впадин, в первом случае Кожимской, во втором — Коротаихинской депрессии. Как уже отмечалось [6], весьма вероятно существование целого ряда подобных карбонатных платформ, протягивающихся вдоль внешнего края шельфа и отделенных внутришельфовыми впадинами. Однако вопрос о существовании этих изолированных платформ как единого гигантского карбонатного тела (или аналога «барьерного рифа») остается дискуссионным, в первую очередь из-за неоднозначной трактовки сложного геологического строения в зоне сочленения уральских и пай-хойских структур, ввиду отсутствия материалов глубокого бурения.

Рассмотрим по отдельности каждый из этапов развития изолированных карбонатных платформ.

Франский этап

На Приполярном Урале начиная с раннего франа происходило формирование Кожимской внутришельфовой впадины и образование краевого поднятия шельфа — изолированной карбонатной платформы [2, 3]. Впадина играла роль отстойника, в котором улавливался терригенный и глинистый материал, поступающий с материка. На расположенном мористее краевом поднятии, в условиях изоляции от привноса терригенного материала активно формировались биогермно-отмельные комплексы — строматопорово- и микроби-

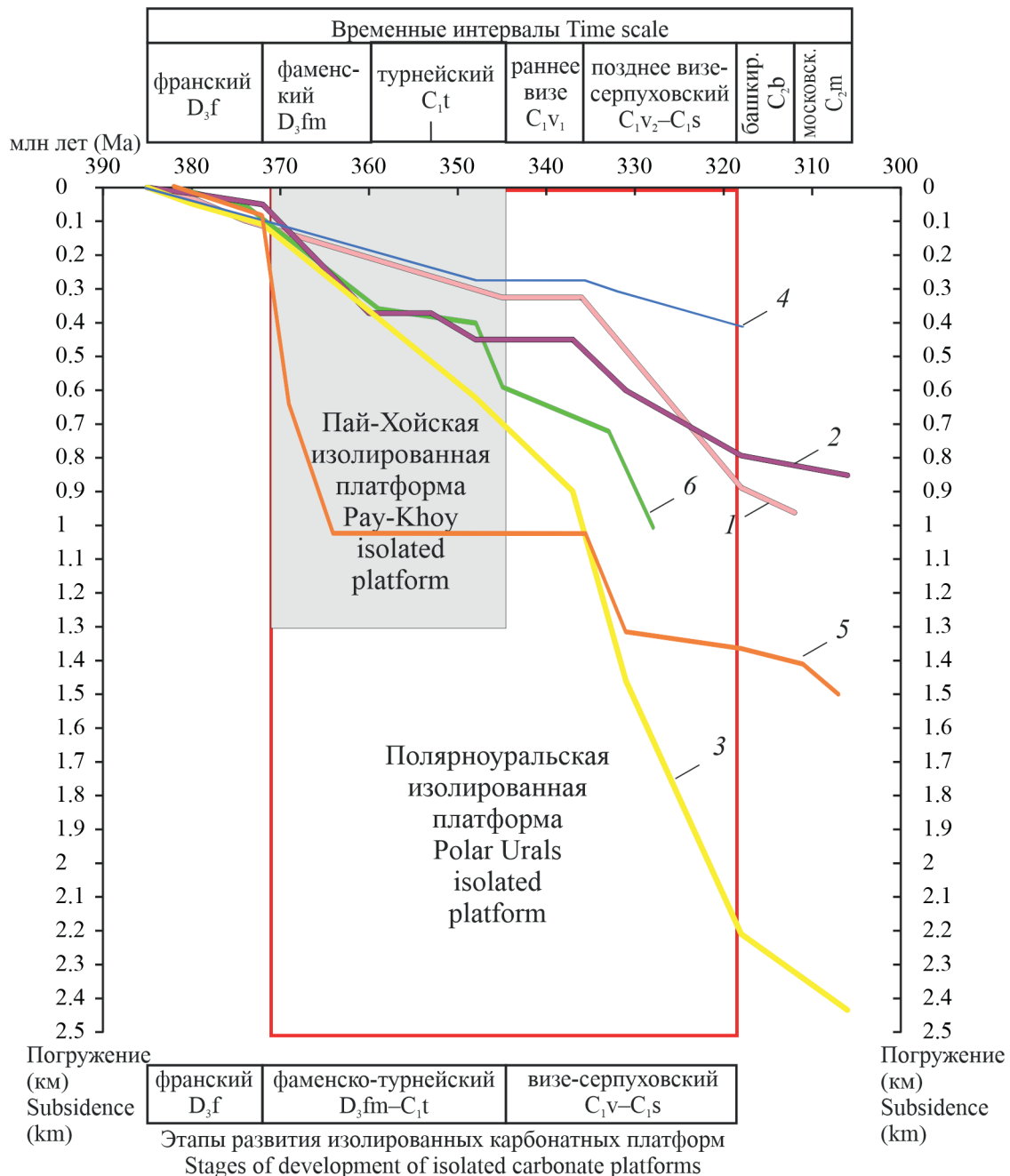


Рис. 4. Кривые погружения для разрезов Пай-Хойского карбонатного паравтохтона (график 1), Вашуткино-Талотинской зоны надвигов (р. Талота) (график 2), юга Коротаихинской впадины (скважина Хавдейская-1) (график 3), района р. Большая Надота (график 4), гряды Чернышева (р. Шарью) (график 5), западного склона Приполярного Урала (р. Кожим) (график 6). Местоположение разрезов см. на рис. 1

Fig. 4. Subsidence curves for the sections of the Pay-Khoy carbonate parautochthon (curve 1), the Vashutkino-Talota thrust zone (Talota River) (curve 2), the south of the Korotaikha Depression (borehole Khavdeiskaya 1) (curve 3), the area of Bolshaya Nadota (curve 4), the Tchernyshev Ridge (the Sharyu River) (curve 5), the western slope of the Subpolar Urals (the Kozhim River) (curve 6). See Fig. 1 for the location of the sections

ально-водорослевые постройки с шлейфами биокластического материала (матяшорская толща) (рис. 5). На сводном разрезе (рис. 3) для Большенадотинского района показан фациальный переход от органогенных построек к биокластовым карбонатам внутри матяшорской толщи.

На СЗ Пай-Хое всю первую половину франского века преобладало прибрежное глинисто-терригенное осадконакопление (нижняя часть пырковской толщи), темпы которого постепенно падали (рис. 5). Чередование алевролитов и косослойчатых песчаников сменилось

сначала аргиллитами с прослоями биокластовых известняков, а затем биокластовыми известняками. В конце франа в результате заложения Коротаихинской депрессии (аналогично Кожимской) привнос терригенного материала прекращается и происходит накопление мелководных нормально-морских отложений в виде раковинного материала, окружавшего отдельные строматопорово-водорослевые постройки (средняя часть пырковской толщи) (рис. 3, 5). Завершается этап накоплением микритовых известняков с остатками ветвистых колоний амфипор, фиксирующих суще-

ственное снижение динамики придонных вод (самая верхняя часть пырковской толщи).

По видимому, в конце франа–начале фамена на северо-западе Пай-Хоя произошло заложение внутришельфовой впадины, аналога Кожимской, служившей ловушкой для терригенного и глинистого стока [6].

Этот этап характеризуется двумя трансгрессивно-регрессивными циклами, отразившимися в строении Полярноуральской и Пай-Хойской платформ. Максимумы трансгрессий этих циклов можно сопоставить с двумя крупными эвстатическими трансгрессиями, реконструированными В. И. Хаком и С. Ю. Шаттером [26]. Первый максимум отвечает высокоамплитудной трансгрессии в начале франского века, а вторая трансгрессия приходится на конец франского века.

Существенной разницы в скоростях погружения (рис. 4) края шельфа на Приполярном Урале (разрезы Б. Надоты и Кожима) и на Пай-Хое на этом этапе не наблюдается, что может свидетельствовать о сходных геодинамических условиях для этих районов. Однако на Приполярном Урале и Пай-Хое к концу франского этапа дифференциация скоростей погружения субстрата для края шельфа и внутришельфовых областей становится очевидной, что, скорее всего, обусловило заложение на месте последних внутришельфовых депрессий.

Фаменско-турнейский этап

На Приполярном Урале в пределах ИКП происходило накопление оолитового и литокластового материала большенадотинской толщи (рис. 5) в условиях морского мелководья. В примыкавшей внутришельфовой Кожимской впадине шло глубоководное глинистое и карбонатно-кремнистое осадконакопление. Формирование оолитовых отмелей на платформе сопровождалось интенсивной переработкой рельефа территории. Периоды накопления сменялись эпизодами размыва ранее накопленных и уже литифицированных осадков с оолитами, которые затем были переотложены среди нового оолитового осадка (гравелиты большенадотинской толщи, рис. 3, 5). На этом этапе платформа, судя по относительно монотонному характеру строения большенадотинской толщи (рис. 3), приобретала очертания мегабанки [20] с выровненной вершиной.

На Пай-Хое после перерыва на рубеже франа и фамена [9, 13] стали формироваться строматопорово-водорослевые постройки. Они имели небольшие размеры (первые метры по мощности). Между ними отлагался раковинный материал (нижняя часть лымбадьяхинской свиты, рис. 3, 5). Позднее, в турнейское время, в условиях повышения волновой динамики органогенные постройки исчезают, а биокластовый материал формирует мелкие аккумулятивные формы (линзовидно-слоистые тонкослоистые известняки верхней части лымбадьяхинской свиты (рис. 3).

Этому этапу соответствуют три трансгрессивно-регрессивных цикла. Наиболее полно они отразились в строении Пай-Хойской платформы, где для фаменского века выделяются два, а для турнейского — один трансгрессивный максимум (рис. 3). В строении Полярноуральской ИКП трансгрессивно-регрессивная цикличность проявлена в двух циклах. Вероятно, отсутствие в строении платформы еще одного цикла —

это результат влияния позднеурнейской регрессии и связанного с ней размыва верхнефаменских-нижнеурнейских отложений. Установленные региональные циклы возможно сопоставить (с разрешающей способностью на уровне яруса) с кривой Хака и Шаттера [26]. Хорошо согласуются регрессивные максимумы, приходящиеся на позднефаменско-раннетурнейский интервал и ранневизейское время.

Скорости погружения субстрата в пределах изолированных карбонатных платформ — Полярноуральской и Пай-Хойской — на этом этапе сопоставимы между собой. Скорости погружения субстрата в районах внутришельфовых впадин значительно превышали скорости погружения сопредельных им изолированных платформ, что обеспечивало последним устойчивое развитие в течение всего этапа.

Визейско-серпуховский этап

После обширной ранневизейской регрессии и связанного с ней глубокого размыва 5, 6, 11] (рис. 2, 3) на территории тогдашних изолированных карбонатных платформ Приполярного Урала и СЗ Пай-Хоя возобновляется режим мелководно-морского карбонатонакопления.

На Приполярном Урале (Большенадотинский район) в начале этапа шло образование аккумулятивных форм, сложенных биокластовым материалом (известняково-доломитовая толща) (рис. 3), уже в диагенезе подвергшихся доломитизации. Позднее, в конце визе — начале серпухова, формируется Большенадотинское органогенное сооружение (риф Олыся) (рис. 3, 5). В серпуховское время появляются брекчии размыва как продукт разрушения органогенного сооружения в волноприбойной зоне с последующим выносом грубообломочного материала на краевые части ИКП. Состав брекчий разнообразен: они представлены микробильно-водорослевыми, биокластовыми и оолитовыми известняками (известняково-брекчиевая толща) (рис. 3, 5). Судя по разрезам, приуроченным к «зарифовой» части Большенадотинского органогенного сооружения [3], во внутренних областях платформы отлагались синхронные рифу оолитовые осадки.

Позднее непосредственно на отложениях рифового массива формируются толщи оолитов в условиях крайнего мелководья, что, вероятно, фиксирует некоторое обмеление бассейна (рис. 3).

На Пай-Хое после ранневизейской регрессии и связанного с ней размыва произошло частичное заполнение внутришельфовой Кортаихинской депрессии продуктами разрушения карбонатного шельфа и ИКП [6]. Ранневизейские отложения в пределах ИКП были полностью размывы. На протяжении позднего визе и серпухова происходит наращивание толщ раковинного материала в аккумулятивных формах, в виде баров и валов (биокластовые и литокластические известняки) (рис. 5), распределившихся равномерно по ставшей единой Печорской карбонатной платформе (болванская свита) (рис. 3). Здесь же локально формировались коралловые биостромы с банками брахиопод (рис. 3, 5). В конце этапа в результате регрессии усиливается снос терригенного материала с Тиманской суши, проявившийся в накоплении маломощных прослоев известковистых глин среди биокластовых известняков (верхнесерпуховская часть болванской свиты, рис. 3).

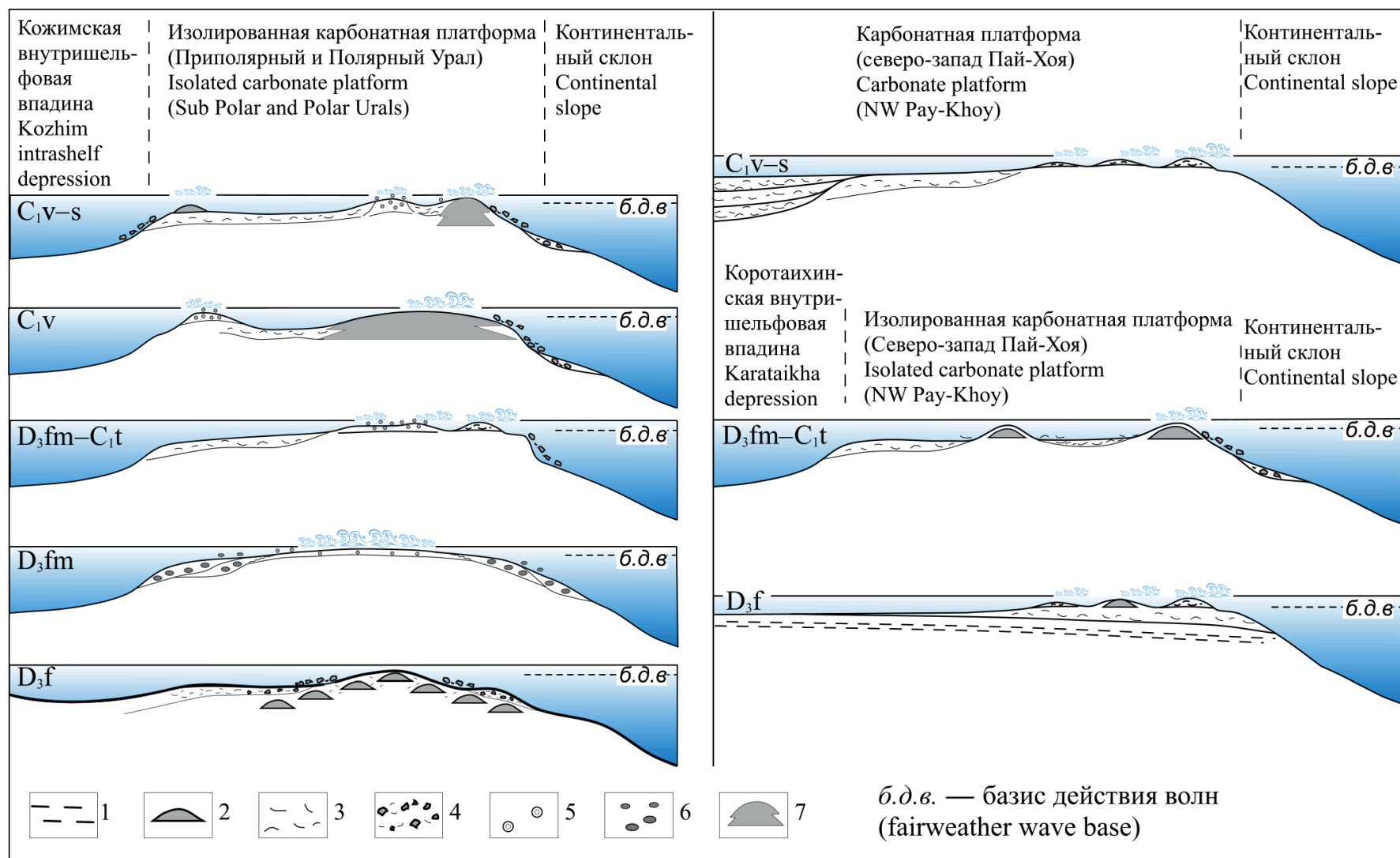


Рис. 5. Модели формирования и развития позднедевонско-раннекаменноугольных изолированных карбонатных платформ (по [3], с дополнениями). Слева — Приполярный Урал (бассейн р. Большая Надота, скважины Юньяхинской и Левогрубеюской площадей), справа — юго-западный склон Пай-Хоя (бассейн р. Лымбад'яха и побережье Баренцева моря). Условные обозначения: 1 — терригенные породы: песчаники, алевролиты и аргиллиты, 2 — мелкие органогенные постройки, 3 — биокластовые известняки, 4 — продукты разрушения органогенных построек (био- и литокластовые известняки), 5 — оолиты, 6 — известняковые обломочные разности (гравелиты, конгломераты), 7 — крупная органогенная постройка

Fig. 5. Models of the formation and development of the Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platforms (according to [3], with additions). On the left — the Subpolar Urals (basin of the Bolshaya Nadota River, boreholes of the Yunyakhinskaya and the Levogrubeyskaya areas), on the right — the north west of the Pai-Khoy (the Lymbad'yakha River basin and the coast of the Barents Sea). Legend: 1 — terrigenous rocks: sandstones, siltstones and mudstones, 2 — small organogenic structures, 3 — bioclastic limestones, 4 — products of destruction of organogenic structures (bio and lithoclastic limestones), 5 — oolites, 6 — clastic limestones (gravelstones, conglomerates), 7 — large organogenic structure

Для этого этапа очевидно несовпадение трансгрессивно-регрессивных циклов на Полярноуральской и Пай-Хойской платформах. Так, для Полярноуральской платформы характерно два цикла (рис. 3) с максимумом трансгрессии в позднем визейском и серпуховском веках. В строении Пай-Хойской (уже в позднем визе – серпухове переставшей быть изолированной) карбонатной платформы выделяются три цикла с наиболее выраженным трансгрессивным максимумом в серпухове (рис. 3).

Заметное отставание на этом этапе в погружении субстрата Полярноуральской ИКП от примыкавшей Кожимской внутришельфовой впадины, скорее всего, обеспечивало существование самой платформы вплоть до конца серпухова. В Пай-Хойском районе погружение края шельфа и Коротаихинской депрессии практически сравнялось по скорости. В результате Коротаихинская впадина была полностью заполнена осадками, что привело к прекращению существования Пай-Хойской ИКП.

Реконструированные в настоящей работе колебания уровня моря для Полярноуральской и Пай-Хойской ИКП похожи и сопоставимы с эвстатическими колебаниями [3]. Однако отмечаются различия в поздневизейско-серпуховском интервале (рис. 3), которые, вероятно, обусловлены локальными тектоническими движениями. Кроме того, в фаменско-турнейском интервале разреза Полярноуральской платформы отсутствуют отложения позднефаменского и нижней части турнейского цикла, что обусловлено предпозднетурнейским размывом (рис. 3).

Темпы погружения существенно варьировали на разных участках бассейна, а также на разных этапах геологического прошлого. Тем не менее можно выделить некоторые закономерности. Во-первых, вполне обоснованно можно говорить, что внутришельфовые впадины начали формироваться в франском веке за счет более интенсивного по сравнению с краем шельфа погружения. Это привело к формированию ИКП. Во-вторых, погружение Приполярноуральской и Пай-Хойской платформ стало различаться в позднем визе – серпухове: на Пай-Хое оно происходило менее интенсивно, что привело к более раннему заполнению Коротаихинской впадины по сравнению с Кожимской.

По присутствию в разрезах Полярноуральской ИКП мощных толщ оолитов и участию в органогенных постройках организмов хлорозановой ассоциации (колониальные кораллы и известковые зеленые водоросли) эта платформа может быть отнесена к «тепловодному» типу [10]. Практическое отсутствие в разрезах Пай-Хойской ИКП оолитов, ограниченное присутствие коралловых биостромов, относительно обедненный состав бентоса может указывать на формирование этих карбонатов в «прохладноводных» условиях [3, 6]. Это предположение подтверждается палеоклиматическими реконструкциями. Если в позднем девоне весь регион располагался в пределах тропического пояса, то начиная с раннего карбона Пай-Хойская ИКП оказалась в теплом умеренном поясе, а Полярноуральская — на границе областей тропического и теплого умеренного климата [23]. Кроме того, переход от парникового позднедевонско-турнейского климата к ледниковому привел к общей аридизации и похолоданию в пределах современного севера Урала и Пай-Хоя в конце раннего карбона [23].

Заключение

Таким образом, в результате сравнения рассматриваемых ИКП (рис. 4) можно сделать следующие выводы. Возникновение и успешное функционирование этих платформ зависело от существования внутришельфовых впадин, изолировавших их от источника терригенного материала с материка. В возникновении впадин ведущую роль, скорее всего, играли региональные тектонические процессы (дифференцированное прогибание). Сочетание эвстатических колебаний и продолжавшегося неравномерного прогибания контролировало дальнейшее развитие ИКП. Время существования Полярноуральской и Пай-Хойской ИКП определялось, в частности, размером и интенсивностью прогибания внутришельфовых впадин, которые заполнялись продуктами разрушения окружавших их карбонатных сооружений вкупе с терригенным материалом, поступавшим с материка. Особенно активно процесс заполнения происходил на регрессиях, интенсифицировавших размыв.

Основное отличие Пай-Хойской ИКП от Полярноуральской заключалось в более раннем заполнении примыкавшей к ней Коротаихинской депрессии. После ранневизейской регрессии данная впадина оказалась полностью заполненной продуктами разрушения примыкавших к ней карбонатных платформ. Вероятно, более крупная Кожимская внутришельфовая впадина, отделявшая Полярноуральскую ИКП, просуществовала дольше — до конца серпуховского века.

Пространственные взаимоотношения Пай-Хойской и Полярноуральской платформ остаются неизвестными, область их вероятного сочленения скрыта под надвигами Полярного Урала.

Предполагается, что Полярноуральская ИКП относится к «тепловодному» типу, а Пайхойская — к «прохладноводному».

Автор выражает благодарность рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

Литература

1. Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Тимушева В. Н., Уколова Е. Ю. Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) // Геотектоника. 1992. № 4. С. 125–128.
2. Груздев Д. А., Соболева М. А., Соболев Д. Б., Журавлев А. В. Франские отложения на р. Большая Надота (матяшорская толща) — стратиграфия и условия образования // Литосфера. 2016. № 6. С. 97–116.
3. Груздев Д. А. Позднедевонская-раннекаменноугольная изолированная карбонатная платформа на Приполярном Урале (р. Бол. Надота) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 4 (268). С. 16–23.
4. Груздев Д. А., Котик И. С., Вевель Я. А., Журавлев А. В., Котик О. С. Литолого-фациальная характеристика и геохимия органического вещества девонско-каменноугольных отложений складчато-надвиговой зоны юго-востока Косью-Роговской впадины (по данным скважины Левогубеюская-1) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/upload/iblock/4b3/32_2019.pdf. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2019.
5. Груздев Д. А., Соболев Д. Б., Журавлев А. В. Отложения большенадотинской толщи в южной части горы Олыся (ре-



ка Большая Надота, Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. 2009. Т. II. С. 15.

6. Груздев Д. А., Герасимова А. И., Журавлев А. В., Вевель Я. А. Геоисторический анализ северной части Пай-Хойского карбонатного паравтохтона в позднем девоне – карбоне // Литосфера. 2020. Т. 20. № 5. С. 666–679. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-666-679

7. Данилов В. Н., Гундельман А. А., Уткина О. Л., Каравай Е. Г., Табрин В. Л., Вишератина Н. П., Мартынов А. В., Огданец Л. В., Лютиков Н. В., Анищенко Л. А., Клименко С. С., Приймак П. И., Макарова И. Р. Геологическое строение и перспективы газоносности западного склона Полярного и Приполярного Урала (по результатам геолого-разведочных работ) / Под общей редакцией В. Н. Данилова. СПб.: ВНИГРИ. 2015. 264 с.

8. Дмитриева Т. В., Еременко Н. М., Сокиран Е. В. Литофациальные и стратиграфические особенности доманиково-турнейского нефтегазоносного комплекса краевых мегапрогибов Тимано-Печорской плиты // Разведка и охрана недр. 2014. №10. С. 27–30.

9. Елисеев А. И. Визейский риф на западном склоне Приполярного Урала // Доклады Академии наук СССР. 1971. Т. 200. № 3. С. 672–675.

10. Жемчужова В. А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ЕАГЕ Геомодель, 2014. 232 с.

11. Журавлев А. В. Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf

12. Журавлев А. В., Вевель Я. А., Груздев Д. А. Местная стратиграфическая схема верхнего девона и карбона севера Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. т. 13. № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/19_2018.

13. Журавлев А. В., Герасимова А. И., Вевель Я. А. Местная стратиграфическая схема верхнедевонско-среднекаменноугольного интервала севера Пай-Хойского карбонатного паравтохтона // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 4, С. 8–13.

14. Отмас Н. М., Журавлев А. В. Литолого-фациальные особенности нижнесерпуховских отложений (нижний карбон) юга поднятия Чернышёва и Косью-Роговской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/27_2016.pdf

15. Реддинг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аллен Ф. А., Эллиотт Т., Шрейбер Б. Ш., Джонсон Г. Д., Болдуин К. Т., Селлвуд Б. У., Дженкинс Х. К., Стоу Д. А. В., Эдуардз М., Митчелл А. Х. Г. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х т. Т. 2 / Пер. с англ.; под ред. Х. Реддинга. М.: Мир, 1990. Т. 2. 384 с.

16. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Попов В. В., Вевель Я. А. Депрессионный тип разреза верхнего визе – серпухова на Приполярном Урале // Литосфера. 2015. № 4. С. 62–72.

17. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Карманов Р. С., Груздев Д. А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии. 2000. №8. С. 6–7.

18. Соболева М. А., Соболев Д. Б., Матвеева Н. А. Разрез франского яруса на р. Кожим (западный склон Приполярного Урала) — результаты биостратиграфических, биолитофациальных и изотопно-геохимических исследований // Нефте-

газовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13 № 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/43_2018

19. Степанов Д. Л., Султанаев А. А., Гроздилова Л. П., Дегтярев Д. Д., Кручинина О. Н., Лапина Н. Н., Муромцева В. А., Николаев А. И., Попов А. В., Симакова М. А., Ткачева И. Д. Новое о среднем карбоне Юго-Западного Пай-Хоя // Вестник ЛГУ. 1977. № 24. С. 25–32.

20. Шишкин М. А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86–95.

21. Ahr W. M. The carbonate ramp — an alternative to the shelf model. // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies. 1973. № 23. Pp. 221–225.

22. Allen, P. A. and Allen, J. R. Basin Analysis, Principles and Applications. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1990. 451 pp.

23. Boucot, A. J., Chen Xu, and Scotese, C. R. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology (Print-on-Demand Version). Tulsa. 2013. № 11. 478 pp.

24. Cardozo N. BackStrip, v.4.7. 2019 <http://www.ux.uis.no/~nestor/work/programs.html>

25. Ginsburg R. N., James N. P. Holocene carbonate sediments of continental shelves. In: The Geology of Continental Margins (Ed. by C. A. Burk & C. L. Drake. Berlin: Springer-Verlag. 1974. Pp. 137–155.

26. Haq, B. U. and Schutter, S. R. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes // Science. 2008. 322(5898), pp. 64–68. doi 10.1126/science.1161648

27. Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach // Basin Research. 2001. Volume 13, Issue 3, pp. 313–334. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>

28. Read J. F. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution // Tectonophysics. 1982. № 81. Pp. 195–212.

29. Read J. F. Carbonate platform facies models // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin. 1985. №69. Pp. 1–21.

30. Sealey N. Bahamian Landscapes, 3rd edition, Nassau, Bahamas: Media Pub. 2006. 62 pp.

31. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals // Acta Geologica Polonica. 2001. Vol. 51. No. 3. Pp. 217–235.

32. Tucker M. E. Geological background to carbonate sedimentation. In: Carbonate Sedimentology (Ed. by M.E. Tucker & V.P. Wright). Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1990. Pp. 28–69.

33. Tucker M. E., Wright V. P. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1996. Pp. 286–298.

34. Wilson J. L. Carbonate Facies in Geologic History. Berlin: Springer-Verlag. 1975. 471 pp.

References

1. Belyakov L. N., Dembovskij B Ya., Timusheva V. N., Ukolova E. Yu. *Stroenie Lemvinskoj allohtonnoj plastiny (Polyarnyj Ural)* (The structure of the Lemvinskaya allochthonous plate (Polar Urals)). Geotektonika, 1992, No. 4. pp. 125–128

2. Gruzdev D. A., Soboleva M. A., Sobolev D. B., Zhuravlev A. V. *Franskie otlozheniya na r. Bol'shaya Nadota (matyashorskaya tolshcha) — stratigrafiya i usloviya obrazovaniya* (Frasnian sediments on the Bolshaya Nadota river (Matyashorskaya

stratum) — stratigraphy and formation conditions). *Litosfera*, 2016, No. 6, pp. 97–116

3. Gruzdev D. A. *Pozdnevedonskaya-rannekamennougol'naya izolirovannaya karbonatnaya platforma na Pripolyarnom Urale (r. Bol. Nadota)* (Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platform in the Subpolar Urals (Bol. Nadota river)). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, 2017, 4 (268), pp. 16–23

4. Gruzdev D. A., Kotik I. S., Vevel Ya. A., Zhuravlyov A. V., Kotik O. S. *Litologo-facialnaya harakteristika i geohimiya organicheskogo veshchestva devonsko-kamennougolnykh otlozhenij skladchato-nadvigovoj zony yugo-vostoka Kosyu-Rogovskoj vpadiny (po dannym skvazhiny Levogrubeyuskaya-1)* (Lithological-facies characteristics and geochemistry of organic matter of Devonian-Carboniferous deposits of the fold-thrust zone of the southeast of the Kosyu-Rogovskaya depression (based on data from the Levogrubeyuskaya-1 well)). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. (Oil and gas geology. Theory and practice), 2019, V.14, No. 3, http://www.ngtp.ru/upload/iblock/4b3/32_2019.pdf DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2019

5. Gruzdev D. A., Sobolev D. B., Zhuravlev A. V. *Otlozheniya bolshenadotinskoj tolshchi v yuzhnoj chasti gory Olyssa (reka Bolshaya Nadota, Pripolyarnyj Ural)* (Deposits of the Bolshenadotinskaya strata in the southern part of Mount Olyssa (Bolshaya Nadota River, Subpolar Urals). *Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia. Proceedings of the 15th Geological Congress of the Komi Republic*, V. II, 2009, 27 p.

6. Gruzdev D. A., Gerasimova A. I., Zhuravlev A. V., Vevel Ya. A. *Geoistoricheskiy analiz severnoj chasti Paj-Hojского karbonatnogo paravtohtona v pozdnem devone–karbone* (Geohistorical analysis of the northern part of the Pay-Khoy carbonate parautochthon in the Late Devonian — Carboniferous). *Litosfera*, 2020, V. 20, No. 5, pp. 666–679. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-666-679

7. Danilov V. N., Gundelman A. A., Utkina O. L., Karavaj E. G., Tabrin V. L., Visheratina N. P., Martynov A. V., Ogdanec L. V., Lyutikov N. V., Anishchenko L. A., Klimenko S. S., Prijmak P. I., Makarova I. R. *Geologicheskoe stroenie i perspektivy gazonosnosti Zapadnogo sklona Polyarnogo i Pripolyarnogo Urala (po rezultatam geologorazvedochnyh rabot)* (Geological structure and gas potential prospects of the western slope of the Polar and Subpolar Urals (based on the results of geological exploration)). Ed. Danilov V. N., St. Petersburg: VNIGRI, 2015, 264 p.

8. Dmitrieva T. V., Eremenko N. M., Sokiran E. V. *Litofacialnye i stratigraficheskie osobennosti domanikovo-turnecskogo neftegazonosnogo kompleksa kraevykh megaprogibov Timano-Pechorskoj plity* (Lithofacies and stratigraphic features of Domanik-Tournaisian petroliferous complex of marginal megatroughs of Timan-Pehora plate). *Razvedka i ohrana neдр*, 2014, No. 10, pp. 27–30

9. Eliseev A. I. *Vizejskij rif na zapadnom sklone Pripolyarnogo Urala* (Visean reef on the western slope of the Subpolar Urals). *Doklady Earth Sciences*, 1971, V. 200, No. 3, pp. 672–675

10. Zhemchugova V. A. *Rezervuarnaya sedimentologiya karbonatnykh otlozhenij* (Reservoir sedimentology of carbonate deposits). Moscow: EAGE Geomodel, 2014, 232 p.

11. Zhuravlev A. V. *Sedimentacionnaya model oblasti sochleneniya Eleckoj i Lemvinskoj formacionnykh zon Pripolyarnogo Urala v pograničnom devonsko-kamennougolnom intervale* (Sedimentation model of the junction area of the Elets and Lemvinsky formation zones of the Subpolar Urals in the boundary Devonian-Carboniferous interval). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (Oil and gas Geology. Theory and practice). 2012, V. 7, No. 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/59_2012.pdf

12. Zhuravlev A. V., Vevel Ya. A., Gruzdev D. A. *Mestnaya stratigraficheskaya skhema verhnego devona i karbona severa Paj-Hoya* (Local stratigraphic scheme of the Upper Devonian and Carboniferous of the north of Pay-Khoy). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (Oil and gas Geology. Theory and practice). 2018, V. 13, 2. http://www.ngtp.ru/rub/2/19_2018.pdf, DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/19_2018. 21 P.

13. Zhuravlev A. V., Gerasimova A. I., Vevel Ya. A. *Mestnaya stratigraficheskaya skhema verhnedevonsko-srednekamennougolnogo intervala severa Pajhojskogo karbonatnogo paravtohtona* (Local stratigraphic chart of the Upper Devonian-Middle Carboniferous interval in the north of the Pay-Khoy carbonate parautochthon). *Vestnik IG Komi SC UB RAS*, 2015, No. 4, pp. 8–13

14. Otmas N. M., Zhuravlev A. V. *Litologo-facialnye osobennosti nizhneserpukhovskikh otlozhenij (nizhnij karbon) yuga podnyatiya Chernysheva i Kosyu-Rogovskoj vpadiny* (Lithological-facies features of the Lower Serpukhovian deposits (Lower Carboniferous) in the south of the Chernyshev uplift and the Kosyu-Rogovskaya depression). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (Oil and gas Geology. Theory and practice), 2016, V. 11, No. 3. http://www.ngtp.ru/rub/2/27_2016.pdf

15. Reding H. G., Kollinson Dzh. D., Allen F. A., Elliott T., Shrejber B. Sh., Dzhonson G. D., Bolduin K. T., Sellvud B. U., Dzhenkins H. K., Stou D. A. V., Eduardz M., Mitchell A. H. G. *Obstanovki osadkonakopleniya i facii* (Sedimentation environments and facies), V. 2, translation from English, ed. H. Reding. Moscow: Mir, 1990, V. 2, 384 pp.

16. Sobolev D.B., Zhuravlev A.V., Karmanov R.S., Gruzdev D.A. *Novye dannye o geologicheskom stroenii rajona Bolshenadotinskogo rifa (Pripolyarnyj Ural)* (New data on the geological structure of the Bolshenadotinsky reef area (Subpolar Urals)). *Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS*, 2000, No. 8, pp. 6–7

17. Sobolev D. B., Zhuravlev A.V., Popov V.V., Vevel Ya.A. *Depressionnyj tip razreza verhnego vize–serpuhova na Pripolyarnom Urale* (Depression type of the Upper Visean — Serpukhovian section in the Subpolar Urals). *Litosfera*, 2015, No. 4, pp. 62–72

18. Soboleva M. A., Sobolev D. B., Matveeva N. A. *Razrez franskogo yarusa na r. Kozhim (zapadnyj sklon Pripolyarnogo Urala) — rezultaty biostratigraficheskikh, bio-, litofacialnykh i izotopno-geohimicheskikh issledovanij* (Section of the Frasnian stage on the Kozhim river (western slope of the Subpolar Urals) — results of biostratigraphic, bio-, lithofacies and isotope-geochemical studies). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* (Oil and gas Geology. Theory and practice), 2018, V. 13, No. 4. http://www.ngtp.ru/rub/2/2_2018.pdf DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/43_2018

19. Stepanov D. L., Sultanaev A. A., Grozdilova L. P., Degtyarev D. D., Kruchinina O. N., Lapina N. N., Muromceva V. A., Nikolaev A. I., Popov A. V., Simakova M. A., Tkacheva I. D. *Novoe o srednem karbone Yugo-Zapadnogo Paj-Hoya* (New data on Middle Carboniferous south western Pay-Khoy). *Vestnik LSU*, 1977, No. 24, pp. 25–32

20. Shishkin M. A. *Tektonika yuga Lemvinskoj zony (Polyarnyj Ural)* (Tectonics of the south of Lemva zone (Polar Urals). *Geotektonika*, 1989, No. 3, pp. 86–95.

21. Ahr W. M. The carbonate ramp — an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies.*, 1973, No. 23, pp. 221–225.

22. Allen P. A. and Allen J. R.. *Basin Analysis, Principles and Applications*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990, 451 pp.

23. Boucot A. J., Chen Xu and Scotese C. R. *Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate*.



SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology (Print-on-Demand Version). Tulsa, 2013, No. 11, 478 pp.

24. Cardozo N. BackStrip, v.4.7. 2019 <http://www.ux.uis.no/~nestor/work/programs.html>

25. Ginsburg R. N., James N. P. Holocene carbonate sediments of continental shelves. In: *The Geology of Continental Margins* (Ed. by C. A. Burk & C. L. Drake. Berlin: Springer-Verlag, 1974, pp. 137–155.

26. Haq, B. U. and Schutter, S. R. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science*. 2008, 322(5898), pp. 64–68. doi 10.1126/science.1161648

27. Pomar L. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 2001, V. 13, Issue 3, pp. 313 — 334. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>

28. Read J. F. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 1982, No. 81, pp. 195–212.

29. Read J. F. Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 1985, No. 69, pp. 1–21.

30. Sealey N. *Bahamian Landscapes*, 3rd edition, Nassau, Bahamas: Media Pub, 2006, 62 pp.

31. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bolshaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. *Acta Geologica Polonica*, 2001, V. 51, No. 3, pp. 217–235.

32. Tucker M. E. Geological background to carbonate sedimentation. In: *Carbonate Sedimentology* (Ed. by M.E. Tucker & V.P. Wright). Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990, pp. 28–69.

33. Tucker M. E., Wright V. P. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1996, pp. 286–298.

34. Wilson J. L.. *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin: Springer-Verlag, 1975, 471 pp.

Поступила в редакцию / Received 07.10.2021



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 549.752.143

DOI: 10.19110/geov.2021.10.2

Возраст монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфьелла и Моссель (полуостров Нью-Фрисланд, о. Западный Шпицберген) по данным Th-U-Pb (CHIME)-датирования

С. А. Акбарпуран Хайяти¹, Ю. Л. Гульбин¹, С. Е. Борисовский²

¹Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
9195848@gmail.com

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

В статье приводятся результаты химического Th-U-Pb-изохронного датирования (метод CHIME) монацита-(Ce) из метаморфических пород докембрийских комплексов, расположенных на севере о. Западный Шпицберген. Показано, что монацит из пород серий Атомфьелла и Моссель является đồngовозрастным в пределах ошибки измерения (Атомфьелла: 381 ± 18 млн лет, Моссель: 377 ± 23 млн лет). Полученные возрастные оценки указывают на возможную связь метаморфизма докембрийских комплексов с поздней фазой каледонской коллизии.

Ключевые слова: монацит, метод CHIME, метаморфизм, каледонский орогенез, Нью-Фрисланд, Шпицберген.

Age of monazite from metapelitic schists of Atomfjella and Mossel series, Western Ny Friesland, Spitsbergen according to the CHIME method

S. A. Akbarpuran Haiyatia¹, Yu. L. Gulbin¹, S. E. Borisovskiy²

¹Saint-Petersburg Mining University, Saint Petersburg

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow

The article presents the results of CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron method) dating of monazite from metamorphic rocks of Precambrian complexes located in the north part of the West Spitsbergen Island. It is shown that for rocks of Atomfjella Series and Mossel Series, monazite ages are coeval within error (Atomfjella Series: 381 ± 18 Ma, Mossel Series: 377 ± 23 Ma). These age estimates show that metamorphism of the crystalline basement possibly took place during the Late Caledonian orogeny.

Keywords: monazite, CHIME, metamorphism, Caledonian orogeny, Ny Friesland, Spitsbergen.

Введение

По современным представлениям, кристаллический фундамент архипелага Шпицберген обладает неоднородным строением и сложен комплексами различной геодинамической природы и возраста. Геохронологическое изучение территории архипелага [7] позволяет говорить о том, что основные этапы становления древних комплексов протекали в разное время: от неогархей (2750–2500 млн лет) до нижнего и среднего палеозоя (470–380 млн лет). Многие комплексы являются полихронными и сформировались под воздействием нескольких тектонотермальных событий. Для расшифровки их геологической истории привлекаются современные методы датирования магматических и метаморфических процессов. К их числу относится метод химического Th-U-Pb-изохронного датирования (CHIME) акцессорных минералов [1, 2, 16, 19, 20, 23]. В статье приводятся новые данные по

CHIME-датированию монацита из метаморфических пород, слагающих кристаллический фундамент полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген).

Геологическая характеристика и геохронологические данные

Подробная геологическая характеристика территории полуострова Нью-Фрисланд совместно с картой геологического строения приводится в монографии [3]. В геологическом строении Нью-Фрисланда принимают участие комплексы складчатого основания архипелага (PR₁–PZ₁) и отложения позднепалеозойского осадочного чехла [3]. Более древние комплексы формируют структуру 1-го порядка — субмеридиональный антиклинорий Западного Нью-Фрисланда протяженностью около 150 км. В его западной и центральной частях развиты осадочно-вулканогенные толщи пале-

Для цитирования: Акбарпуран Хайяти С. А., Гульбин Ю. Л., Борисовский С. Е. Возраст монацита из метапелитовых сланцев серий Атомфьелла и Моссель (полуостров Нью-Фрисланд, о. Западный Шпицберген) по данным Th-U-Pb (CHIME)-датирования // Вестник геонаук. 2021. 10(322). С. 16–24. DOI: 10.19110/geov.2021.10.2.

For citation: Akbarpuran Haiyatia S. A., Gulbin Yu. L., Borisovskiy S. E. Age of monazite from metapelitic schists of Atomfjella and Mossel series, Western Ny Friesland, Spitsbergen according to the CHIME method. Vestnik of Geosciences, 2021, 10(322), pp. 16–24, doi: 10.19110/geov.2021.10.2.



опротерозойской серии Атомфьелла (PR₁). Слагающие их породы (кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, мраморы) сложнодислоцированы и прорваны небольшими телами анатектических гранитов, секущими интрузиями метаультрабазитов и согласными телами (силлами) метагабброидов. Восточнее на дневную поверхность выходят метаосадочные толщи нижнерифейской серии Моссель (RF₁), главным отличием разреза которой выступает полное отсутствие тел амфиболитов. Отложения серии залегают в виде крутой моноклинали, со структурным несогласием перекрывающей отложения серии Атомфьелла, и имеют на востоке тектонический контакт с верхнерифейской серией Лумфьорд (RF₂).

Наиболее древние датировки, полученные U-Pb методом по детритовому циркону из метаосадочных пород (2.8–2.5 млрд лет), отвечают неогарейскому времени и указывают на возраст протолита, за счет которого формировались толщи серии Атомфьелла [7]. Второй возрастной максимум (1770–1730 млн лет) соответствует времени образования анатектических гранитов [3, 12]. Более поздние магматические события, связанные с серией Атомфьелла, имели место в раннем (1471 ± 13 млн лет) и среднем (1349 ± 11 млн лет) рифее. По данным U-Pb-датирования циркона, подобные возрасты имеют соответственно метаультрабазиты и метагабброиды [5].

Временной интервал формирования серии Моссель не определен «классическими» изотопно-геохронологическими методами из-за отсутствия в ее составе магматических пород. По данным U-Pb-датирования детритового циркона, серия Моссель была сформирована не позднее 1200 млн лет назад; предполагаемый на основе геологических данных возраст метаморфизма — 1150–950 млн лет, что отвечает гренвилльской эпохе тектогенеза [6, 7].

В ходе каледонского тектонотермального события образовались щелочные гранитоиды Ньютонтоппен в южной части полуострова. Их возраст — 432–430 млн лет [6]. О влиянии этого события на породы серий Атомфьелла и Моссель свидетельствуют изотопные датировки, полученные K-Ar-, Rb-Sr- и Ar-Ar-методами, максимум которых приходится на интервал 470–380 млн лет [см., например, 13]. Сходный возраст (431 ± 7 млн лет) имеет «метаморфогенный» циркон из метаультрабазитов [5]. В дополнение к этим результатам в печати появились сообщения [10, 11] о датировках, полученных CHIME-методом по монациту из метапелитов: 420 млн лет (серия Атомфьелла) и 410–400 млн лет (серия Моссель). Авторы интерпретируют полученные данные как свидетельства каледонского возраста метаморфизма пород Нью-Фрисланда.

Объекты и методы исследования

Каменным материалом для исследования послужили представительные образцы мусковит-биотит-гранатовых (± ставролит) сланцев свиты Риттерватнет, серия Атомфьелла (обр. 3912-3а) и свиты Флоен, серия Моссель (обр. 3885-1) из коллекции проф. А. Н. Сироткина. Из образцов были приготовлены прозрачно-полированные шлифы, которые предварительно изучались на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-

2200 и электронно-зондовом микроанализаторе Jeol JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами в ИГТД РАН (аналитик О. Л. Галанкина).

Обр. 3912-3а монацит образует многочисленные, хорошо ограненные призматические кристаллы размером до 50 и более мкм по удлинению, обладающие зонально-секториальным строением и расположенные в интерстициях биотит-мусковитового агрегата. Часто эти кристаллы образуют скопления и находятся в тесном срастании с пластинками углеродистого вещества. Реже встречаются сростки монацита с ильменитом и рутилом.

В обр. 3885-1 наблюдаются изометричные и удлиненно-призматические кристаллы монацита размером 10–30 мкм, находящиеся в срастаниях с мусковитом и биотитом.

Датирование монацита также осуществлялось в прозрачно-полированных шлифах. Исследования проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 с пятью волновыми спектрометрами (аналитик С. Е. Борисовский). Режим съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на цилиндре Фарадея — 150 нА. Анализ проводился расширенным зондом (диаметром 6–8 мкм), чтобы избежать разрушения изучаемой поверхности. Более подробно методика анализа описана в работе [2]. В соответствии с методикой [21], с помощью отношения $(Ca + Si)/(Th + U + Pb + S)$ оценивалась степень согласованности рассчитанных возрастов.

Было выполнено 37 анализов для 19 зерен монацита из обр. 3912-3а и 21 анализ 15 зерен монацита из обр. 3885-1 на следующие компоненты: Ce₂O₃, La₂O₃, Pr₂O₃, Nd₂O₃, Sm₂O₃, Y₂O₃, CaO, ThO₂, UO₂, P₂O₅, SiO₂, PbO, FeO, MnO, SO₃, K₂O (табл. 1, 2). Европий и более тяжелые редкоземельные элементы не анализировались; определения содержания SO₃ и K₂O проводились для контроля, так как при высоких концентрациях эти компоненты могут влиять на правильность рассчитанного возраста.

Для вычисления возраста использовалась компьютерная программа [14], размещенная на сайте Центра хронологических исследований Нагойского университета в Японии (www.nendai.nagoya-u.ac.jp/gsd/CHIME/). Входными данными для расчетов служили содержания ThO₂, UO₂, PbO. По результатам расчетов строились изохроны.

Результаты исследования

Состав монацита. Обр. 3912-3а (серия Атомфьелла). Изученные зерна обладают неоднородным внутренним строением, которое подчеркивается на микрофотографиях наличием светлых участков с кристаллографическими формами, обогащенных торием и ураном (рис. 1). Содержание этих компонентов варьирует от 1.4 до 7.4 мас. % (ThO₂) и от 0.31 до 1.1 мас. % (UO₂). Th/U-отношение изменяется в пределах 1.5–15.4. Содержание PbO составляет 0.05–0.14 мас. %. Редкоземельный состав монацита отличается преобладанием церия (Ce₂O₃ — 27.1–30.2 мас. %; Ce — 0.41–0.45 к.ф.) над лантаном (La₂O₃ — 13.0–18.3 мас. %; La — 0.20–0.27 к.ф.) и неодимом (Nd₂O₃ — 9.5–14.2 мас. %; Nd — 0.14–0.21 к.ф.). В состав монацита входят примеси

Таблица 1. Состав (мас. %) и возраст монацита из метapelитового сланца серии Атомфьелла

Table 1. Composition (wt %) and age of monazite from metapelite schist of Atomfjella series

№ зерна Grain No	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	FeO	PbO	La ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	MnO	ThO ₂	SiO ₂	Sm ₂ O ₃	UO ₂	Nd ₂ O ₃	CaO	Pr ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	Сумма Sum	ThO ₂ *	Возраст, млн лет Age, Ma
3982-3a_2	29.42	28.42	0.16	0.066	14.68	0.55	0.02	3.52	0.47	2.35	0.340	13.76	0.47	3.52	0.00	0.00	97.74	4.633	337
3982-3a_3	29.85	28.59	0.17	0.059	14.91	0.52	0.03	2.94	0.38	2.31	0.337	13.67	0.39	3.57	0.00	0.01	97.74	4.043	345
3982-3a_4	29.97	28.76	0.30	0.059	15.19	0.54	0.06	2.31	0.32	2.38	0.368	13.60	0.38	3.54	0.00	0.04	97.81	3.515	396
3982-3a_5	28.56	29.33	1.00	0.076	13.45	1.87	0.03	1.43	0.08	2.78	0.985	13.02	0.67	3.49	0.01	0.01	96.78	4.655	385
3982-3a_9a	28.13	28.70	0.19	0.144	13.87	0.14	0.04	6.06	0.34	2.25	1.011	12.84	1.26	3.49	0.01	0.00	98.46	9.370	363
3982-3a_8	29.77	28.75	0.28	0.079	14.78	0.46	0.01	2.99	0.23	2.32	0.575	13.37	0.62	3.51	0.00	0.00	97.75	4.872	383
3982-3a_8a	29.85	29.04	0.28	0.065	14.86	0.48	0.04	3.00	0.24	2.29	0.472	13.40	0.60	3.59	0.00	0.01	98.21	4.545	338
3982-3a_9b	29.54	28.89	0.21	0.096	15.19	0.35	0.02	4.01	0.22	1.95	0.621	12.47	0.87	3.39	0.00	0.00	97.82	6.043	375
3982-3a_10	28.90	28.98	0.16	0.085	13.97	1.01	0.02	3.36	0.16	2.38	0.602	13.22	0.76	3.47	0.00	0.01	97.09	5.331	376
3982-3a_10a	28.80	28.92	0.21	0.091	14.27	0.84	0.02	3.71	0.22	2.31	0.628	12.96	0.82	3.42	0.00	0.00	97.23	5.766	373
3982-3a_10b	28.85	28.98	0.16	0.092	14.19	0.92	0.03	3.65	0.19	2.36	0.628	12.93	0.81	3.45	0.00	0.00	97.24	5.706	380
3982-3a_10c	29.12	29.24	0.15	0.089	15.40	0.74	0.01	3.57	0.20	2.10	0.622	12.36	0.85	3.40	0.00	0.00	97.84	5.606	375
3982-3a_14	29.21	28.65	0.15	0.089	15.38	0.48	0.01	3.84	0.23	2.05	0.604	12.73	0.80	3.39	0.00	0.00	97.60	5.817	361
3982-3a_14a	28.17	28.41	0.14	0.128	14.60	0.56	0.04	5.32	0.31	2.10	0.869	12.49	1.10	3.26	0.00	0.00	97.48	8.165	370
3982-3a_14b	28.43	28.20	0.08	0.109	14.53	0.52	0.01	4.72	0.30	2.24	0.656	13.04	0.94	3.38	0.00	0.00	97.15	6.868	375
3982-3a_17	28.15	28.00	0.12	0.115	14.75	0.54	0.02	5.02	0.28	2.15	0.776	12.50	1.07	3.28	0.00	0.00	96.77	7.560	359
3982-3a_17a	29.01	28.02	0.13	0.094	15.22	0.47	0.01	4.21	0.24	2.04	0.596	12.47	0.91	3.30	0.01	0.00	96.71	6.161	360
3982-3a_21	29.12	28.20	0.06	0.102	14.69	0.46	0.03	4.42	0.28	2.12	0.594	12.62	0.89	3.38	0.01	0.06	97.03	6.365	378
3982-3a_21a	29.71	28.93	0.05	0.089	15.73	0.38	0.02	3.96	0.25	1.92	0.615	12.16	0.81	3.29	0.00	0.06	97.98	5.973	352
3982-3a_22	27.90	27.57	0.30	0.113	13.90	0.83	0.04	6.13	0.69	2.26	0.453	12.72	0.81	3.33	0.00	0.00	97.03	7.613	351
3982-3a_22a	27.86	28.00	0.25	0.123	13.76	0.85	0.03	5.94	0.66	2.33	0.557	12.84	0.83	3.37	0.01	0.00	97.41	7.763	374
3982-3a_23	28.31	27.70	0.29	0.131	14.98	0.67	0.01	4.27	0.22	2.10	1.072	12.07	1.06	3.23	0.00	0.00	96.09	7.779	397
3982-3a_23a	28.34	28.20	0.35	0.123	14.91	0.65	0.03	4.46	0.23	2.08	1.044	12.21	1.06	3.35	0.00	0.00	97.04	7.878	369
3982-3a_25	28.42	28.21	0.03	0.143	18.15	0.11	0.00	7.43	0.47	1.14	0.481	9.47	1.63	2.84	0.00	0.00	98.54	9.305	363
3982-3a_25a	28.61	28.24	0.05	0.135	18.31	0.12	0.03	6.99	0.42	1.15	0.511	9.50	1.53	2.81	0.00	0.00	98.38	8.663	368
3982-3a_25b	28.63	28.19	0.06	0.138	18.25	0.11	0.00	6.91	0.41	1.20	0.524	9.49	1.48	2.84	0.00	0.00	98.25	8.625	378
3982-3a_27	29.79	28.40	0.00	0.065	14.56	0.39	0.03	2.74	0.26	2.43	0.418	14.05	0.50	3.66	0.00	0.00	97.30	4.108	373
3982-3a_27a	30.15	28.50	0.03	0.052	14.90	0.31	0.03	2.67	0.31	2.26	0.313	14.20	0.43	3.64	0.00	0.01	97.80	3.695	333
3982-3a_28	29.35	27.67	0.11	0.093	14.59	0.45	0.05	3.84	0.53	2.24	0.639	13.54	0.50	3.57	0.00	0.01	97.17	5.932	370
3982-3a_28a	29.65	28.01	0.08	0.090	14.89	0.45	0.03	3.28	0.46	2.24	0.588	13.59	0.47	3.52	0.00	0.02	97.37	5.205	407
3982-3a_29	29.09	28.21	0.09	0.092	14.63	0.67	0.03	3.63	0.19	2.28	0.708	12.72	0.83	3.43	0.00	0.07	96.65	5.948	365
3982-3a_32a	28.44	28.35	0.04	0.117	13.69	0.53	0.02	4.48	0.33	2.44	0.832	13.52	0.88	3.48	0.03	0.01	97.17	7.204	383
3982-3a_32	28.52	28.13	0.05	0.111	13.96	0.56	0.03	4.52	0.35	2.36	0.807	13.22	0.91	3.40	0.00	0.00	96.93	7.162	366

№ зерна Grain No	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	FeO	PbO	La ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	MnO	ThO ₂	SiO ₂	Sm ₂ O ₃	UO ₂	Nd ₂ O ₃	CaO	Pr ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	Сумма Sum	ThO ₂ *	Возраст, млн лет Age, Ma
3982-3a_32b	28.87	28.12	0.03	0.099	13.99	0.59	0.02	3.78	0.29	2.41	0.714	13.50	0.78	3.54	0.00	0.01	96.74	6.117	382
3982-3a_34	27.57	28.34	0.34	0.099	12.96	1.60	0.02	3.19	0.15	2.70	0.952	12.91	0.84	3.43	0.01	0.00	95.10	6.307	371
3982-3a_35	27.05	28.24	0.09	0.131	13.21	1.31	0.01	5.54	0.23	2.31	0.834	12.43	1.25	3.29	0.00	0.00	95.92	8.270	374
3982-3a_34b	27.75	28.43	0.29	0.085	13.13	1.70	0.04	2.49	0.11	2.78	0.915	13.00	0.72	3.39	0.01	0.00	94.85	5.485	366

Примечание. ThO₂* — сумма концентраций ThO₂ и UO₂, пересчитанных на эквивалентное содержание ThO₂ [14].

Note. ThO₂* — sum of ThO₂ concentration and UO₂ concentration recalculated for the equivalent ThO₂ content [14].

Таблица 2. Состав (мас. %) и возраст монацита из метапелитового сланца серии Моссель

Table 2. Composition (wt %) and age of monazite from metapelite schist of Mossel series

№ зерна Grain No	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	FeO	PbO	La ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	MnO	ThO ₂	SiO ₂	Sm ₂ O ₃	UO ₂	Nd ₂ O ₃	CaO	Pr ₂ O ₃	SO ₃	K ₂ O	Сумма Sum	ThO ₂ *	Возраст, млн лет Age, Ma
3885-1_1	28.004	29.701	0.144	0.102	13.763	1.602	0.030	4.169	0.174	2.233	0.705	12.546	0.936	3.357	0.000	0.000	97.466	6.478	372
3885-1_2	28.143	29.439	0.147	0.119	13.917	0.904	0.028	5.195	0.260	2.086	0.639	12.110	1.180	3.341	0.000	0.000	97.508	7.292	385
3885-1_3	29.859	29.706	0.023	0.076	15.053	1.030	0.069	2.511	0.135	1.996	0.618	12.714	0.640	3.469	0.000	0.000	97.899	4.533	395
3885-1_4	30.183	29.682	0.031	0.066	15.861	0.483	0.039	1.747	0.101	2.217	0.725	13.120	0.502	3.480	0.011	0.013	98.261	4.123	378
3885-1_5	29.306	29.548	0.124	0.084	14.771	1.082	0.033	2.781	0.099	2.053	0.760	12.345	0.787	3.430	0.000	0.038	97.241	5.268	376
3885-1_6	28.346	29.193	0.178	0.120	14.172	0.859	0.028	5.191	0.269	2.010	0.660	12.144	1.145	3.265	0.000	0.029	97.609	7.350	385
3885-1_7	28.961	29.462	0.024	0.118	14.222	0.888	0.035	4.367	0.236	2.123	0.651	12.561	0.992	3.369	0.000	0.000	98.009	6.510	429
3885-1_8	29.054	29.255	0.045	0.094	14.744	1.143	0.046	3.650	0.158	1.980	0.668	12.298	0.882	3.377	0.007	0.005	97.406	5.836	380
3885-1_9	29.963	29.694	0.081	0.083	15.731	0.351	0.040	2.312	0.157	2.132	0.765	12.851	0.618	3.486	0.009	0.041	98.314	4.814	406
3885-1_16	28.972	29.678	0.435	0.103	14.439	0.489	0.034	4.123	0.217	2.174	0.680	12.680	0.957	3.454	0.000	0.052	98.487	6.346	383
3885-1_18	28.116	29.340	0.131	0.102	14.069	1.470	0.005	4.085	0.204	2.147	0.648	12.254	0.966	3.369	0.000	0.040	96.946	6.211	387
3885-1_19	27.769	29.284	0.042	0.095	13.744	1.724	0.020	4.141	0.204	2.151	0.581	12.459	0.953	3.294	0.002	0.064	96.527	6.042	371
3885-1_21	29.516	29.281	0.252	0.088	14.740	0.334	0.021	3.039	0.182	2.225	0.731	13.208	0.764	3.424	0.005	0.010	97.820	5.433	382
3885-1_22	29.899	29.254	0.248	0.078	15.146	0.391	0.025	2.691	0.129	2.222	0.721	13.163	0.721	3.522	0.000	0.028	98.238	5.050	365
3885-1_23	29.106	29.429	0.197	0.069	14.501	1.375	0.025	2.481	0.097	2.334	0.512	12.945	0.629	3.409	0.000	0.014	97.123	4.156	392
3885-1_26	28.559	29.650	0.196	0.088	14.307	1.679	0.028	3.171	0.155	2.103	0.707	12.369	0.815	3.428	0.008	0.032	97.295	5.484	379
3885-1_27	29.190	29.629	0.281	0.090	14.611	1.150	0.037	3.078	0.161	2.116	0.781	12.564	0.784	3.406	0.000	0.038	97.916	5.636	377
3885-1_29	28.833	29.513	0.092	0.095	14.317	1.277	0.011	3.536	0.183	2.119	0.802	12.597	0.869	3.377	0.000	0.040	97.661	6.165	364
3885-1_31	29.207	29.220	0.055	0.089	14.911	0.898	0.038	3.139	0.182	2.142	0.691	12.743	0.771	3.443	0.002	0.028	97.559	5.402	389
3885-1_32	29.036	29.175	0.062	0.104	14.972	0.590	0.021	3.825	0.253	2.076	0.795	12.680	0.859	3.372	0.007	0.000	97.827	6.432	381
3885-1_33	28.634	29.498	0.113	0.094	14.631	1.702	0.017	3.696	0.185	1.922	0.628	11.865	0.897	3.264	0.001	0.032	97.179	5.756	385

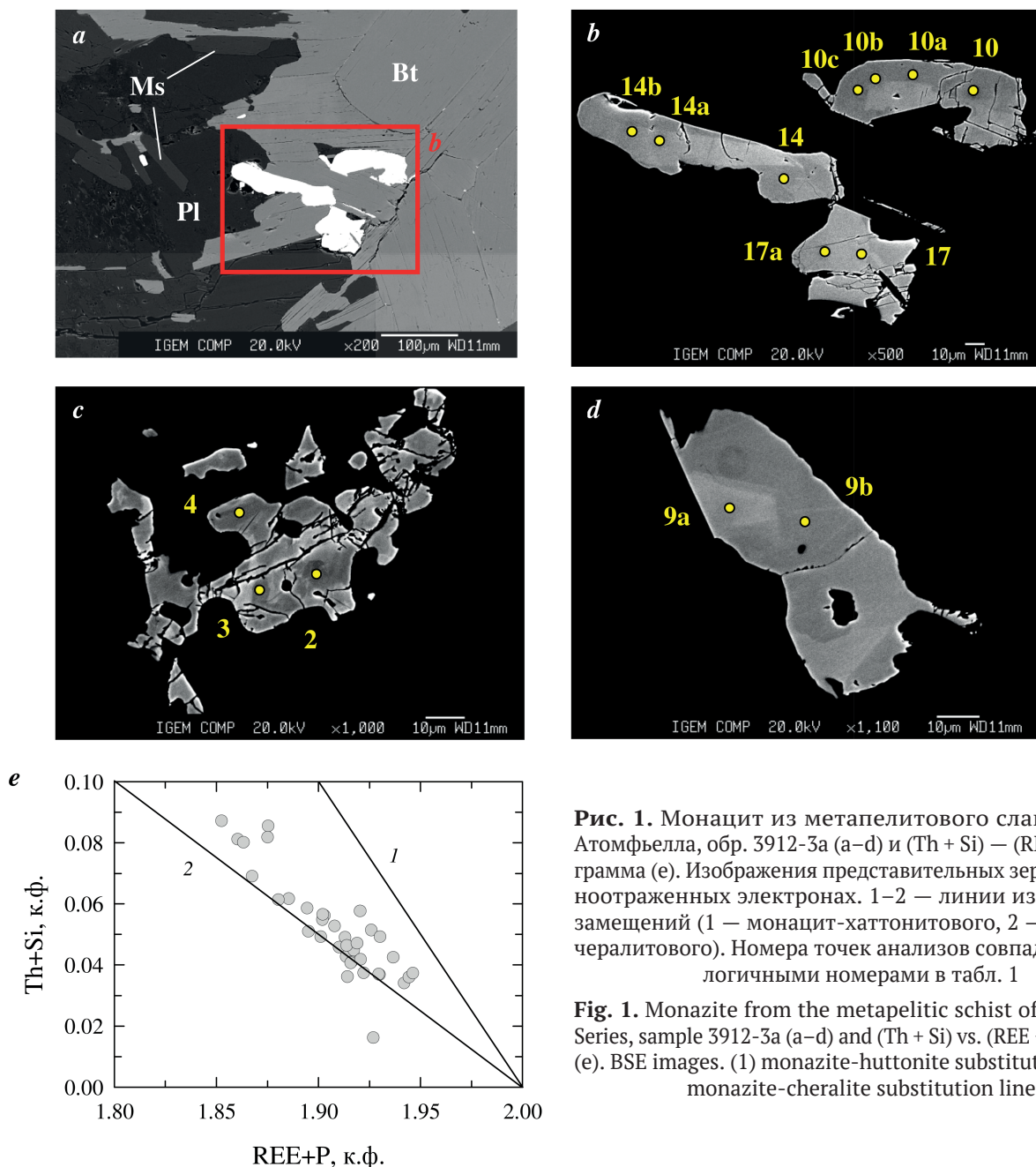


Рис. 1. Монацит из метапелитового сланца серии Атомфьелла, обр. 3912-3а (а-д) и (Th + Si) — (REE + P) диаграмма (е). Изображения представительных зерен в обратноотраженных электронах. 1–2 — линии изоморфных замещений (1 — монацит-хаттонитового, 2 — монацит-чералитового). Номера точек анализов совпадают с аналогичными номерами в табл. 1

Fig. 1. Monazite from the metapelitic schist of Atomfjella Series, sample 3912-3a (a-d) and (Th + Si) vs. (REE + P) diagram (e). BSE images. (1) monazite-huttonite substitution line, (2) monazite-cheralite substitution line

Y_2O_3 (0.1–1.9 мас. %), CaO (0.4–1.6 мас. %) и SiO_2 (0.1–0.7 мас. %). Обратная корреляция между суммами содержаний (REE + P) и (Th + Si) (рис. 1, e) указывает на вхождение тория в структуру минерала преимущественно по схеме монацит-чералитового замещения: $Th^{4+} + Ca^{2+} = 2REE^{3+}$ [9, 22].

Обр. 3885-1 (серия Моссель). В отличие от предыдущего образца здесь наблюдаются зерна с однородным внутренним строением (рис. 2), в которых содержание ThO_2 изменяется в пределах 1.7–5.2 мас. %, UO_2 — 0.5–0.8 мас. %, Th/U-отношение — 2.4–8.1. Содержание PbO равняется 0.07–0.12 мас. %. Среди редкоземельных элементов преобладает церий (Ce_2O_3 — 27.8–30.2 мас. %; Ce — 0.41–0.44 к. ф.), подчиненную роль играют лантан (La_2O_3 — 13.7–15.9 мас. %; La — 0.20–0.23 к. ф.) и неодим (Nd_2O_3 — 11.9–13.2 мас. %; Nd — 0.17–0.19 к. ф.). Характерными примесями выступают Y_2O_3 (0.3–1.7 мас. %), CaO (0.5–1.2 мас. %) и SiO_2 (0.1–0.3 мас. %). Хорошо выраженная обратная корреляция между суммами содержаний (REE + P) и (Th + Si) ука-

зывает на монацит-чералитовую схему изоморфного вхождения тория в структуру минерала (рис. 2, d).

Возраст монацита. В табл. 1 и 2 приведены возрастные оценки, рассчитанные методом CHIME для отдельных анализов монацита. В подавляющем большинстве случаев они укладываются в интервалы 336–408 (обр. 3912-3а) и 363–406 млн лет (обр. 3885-1). Величины отношения $(Ca + Si)/(Th + U + Pb + S)$ для отдельных анализов близки к 1 (заклучены в пределах 1.00–1.36 для обр. 3912-3а и 1.04–1.14 для обр. 3885-1), что указывает на низкую степень несогласованности рассчитанных возрастов. Статистические распределения возрастных оценок приблизительно симметричные (рис. 3). Одна возрастная оценка (429 млн лет, ан. 3885-1_7) является явно завышенной и может быть исключена из рассмотрения.

Построенные изохроны (рис. 4, 5) проходят через начало координат, отличаются относительной погрешностью возраста не более 5–10 отн. % и значением СКВО, не превышающим 1. Для серии Атомфьелла рас-

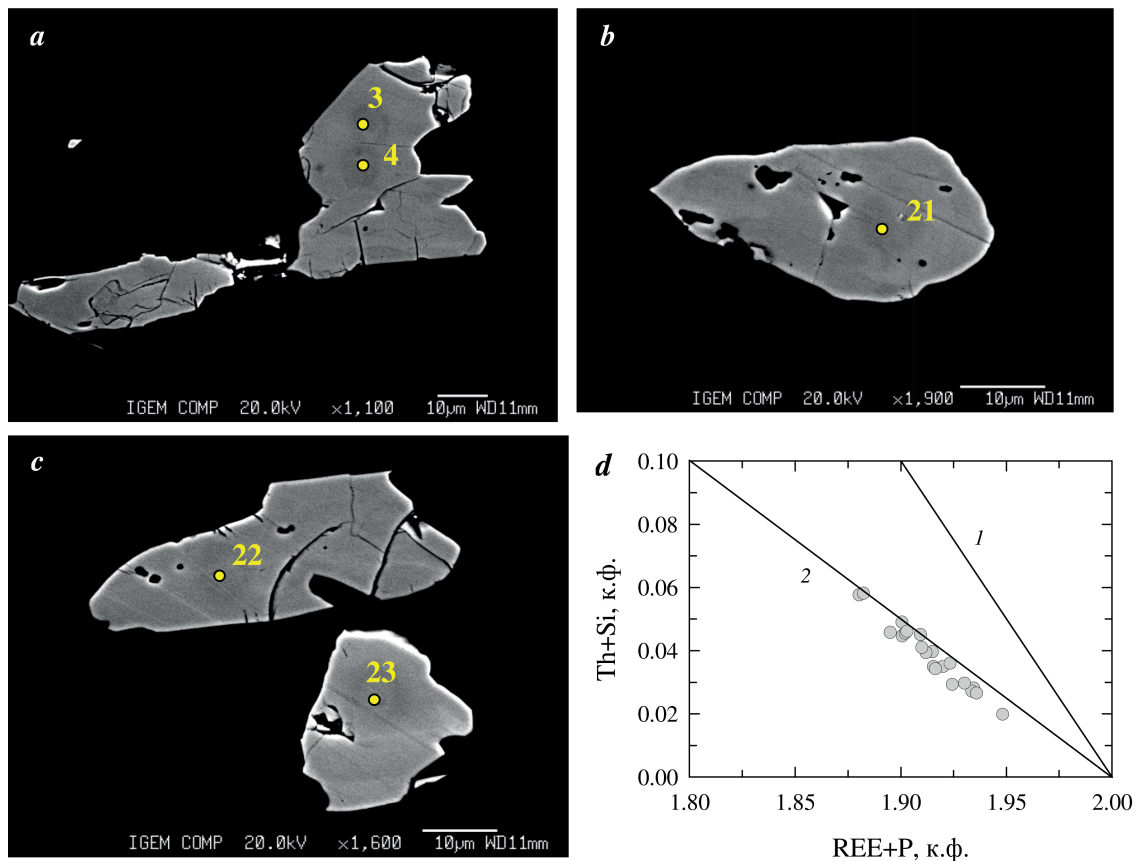


Рис. 2. Монацит из метапелитового сланца серии Моссель, обр. 3885-1 (а–с) и (Th + Si) — (REE + P) диаграмма (d). Изображения представительных зерен в обратноотраженных электронах. Номера точек анализов совпадают с аналогичными номерами в табл. 2

Fig. 2. Monazite from the metapelitic schist of Mossel Series, sample 3885-1 (a–c) and (Th + Si) vs. (REE + P) diagram (d)

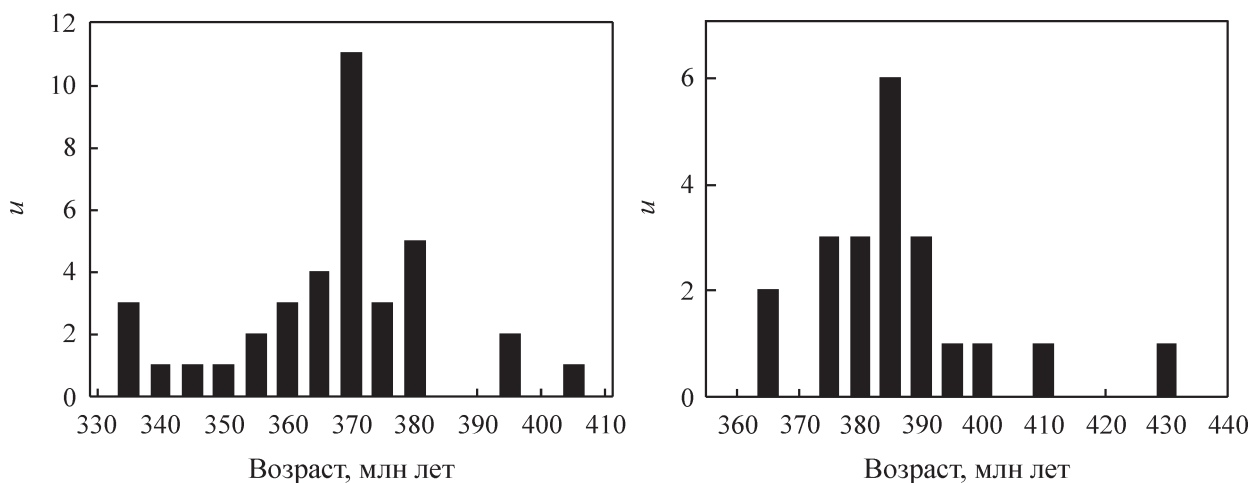


Рис. 3. Гистограммы возрастных оценок, рассчитанных для монацита из изученных образцов

Fig. 3. Histograms for monazite age data from studied samples

считанный возраст составил 381 ± 18 млн лет (СКВО = 0.27), для серии Моссель — 377 ± 23 млн лет (СКВО = 0.09). Таким образом, монацит серий Атомфьелла и Моссель является одновозрастным в пределах ошибки измерения.

Обсуждение результатов

Полученные данные можно использовать для определения возраста метаморфизма докембрийских пород Нью-Фрисланда. Оцененный Th-U-Pb-изохронным

методом возраст кристаллизации монацита (~ 380 млн лет) указывает на возможную связь метаморфизма докембрийских комплексов с позднедевонским (элсмирским) орогенезом (383–359 млн лет), являющимся наиболее поздней фазой каледонской коллизии.

Характерными признаками каледонид выступают структурные несогласия в позднем силуре и раннем девоне и накопление мощных толщ красноцветных отложений [4]. В пределах Арктики закрытие раннепалеозойских бассейнов в ходе каледонской орогении стало причиной появления двух поверхностей

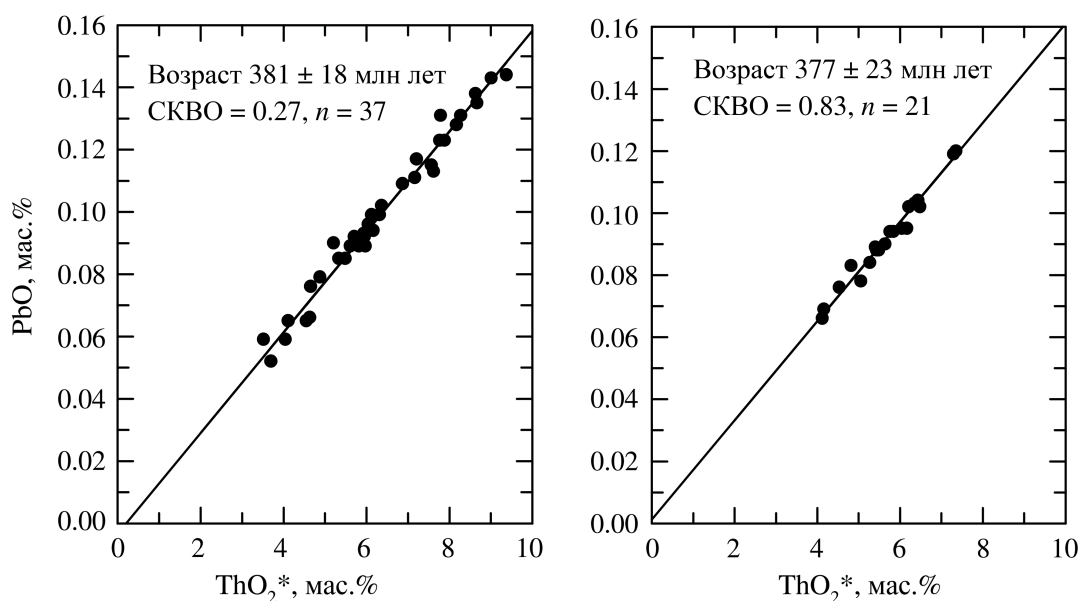


Рис. 4. Изохроны для монацита из изученных образцов

Fig 4. Isochrones for monazite from studied samples

структурного несогласия: предсреднедевонской (скандская складчатость) и позднедевонской (элсмирский орогенез). С позднедевонской складчатостью связано объединение древних континентов Лаврентии и Балтики (Фенноскандии) с образованием Лавруссии [1].

Вещественным выражением элсмирского орогенеза является Элсмирский складчато-надвиговый пояс, который прослеживается на расстоянии более 3000 км от Канадских арктических островов (о-ва Мелвилл, Элсмир) и Северной Гренландии к Шпицбергену. Формирование пояса связывают со сближением Шпицбергена и террейна Пирия (Pearya) и их последующей коллизией с северной окраиной Лаврентии [18]. Толщи осадочных пород, входящие в состав пояса, несут признаки хрупких деформаций и слабо метаморфизованы (преимущественно в условиях низкотемпературных фаций, участками — до фации зеленых сланцев). На Шпицбергене эти деформации проявлены в виде систем западных надвигов и сопровождающей их складчатости, сконцентрированных в нескольких субмеридиональных зонах, расположенных на западном побережье о. Западный Шпицберген и в пределах Девонского грабена [17].

Согласно последним исследованиям, к элсмеридам Шпицбергена могут быть отнесены и некоторые среднетемпературные метаморфические комплексы. Подобный комплекс был недавно выделен в составе неопротерозойской метаосадочной толщи, слагающей о. Земля Принца Карла [15]. По данным СНИМЕ-датирования монацита из входящих в состав толщи гранат-ставролит-кианитовых сланцев (570–630 °С, град, 7.5–10 кбар), подвергшихся милонитизации (~500–550 °С, град, 9–11 кбар), возраст метаморфизма амфиболитовой фации является позднедевонским — раннекарбовым (359–355 млн лет). Доказывая его связь с элсмирским орогенезом, авторы объясняют значительно более высокую степень метаморфизма изученных пород по сравнению с породами, слагающими зоны элсмирских деформаций на Шпицбергене, влиянием эоценовых тектонических движений (которые спо-

собствовали выводу на дневную поверхность более глубоких уровней земной коры).

Нельзя не отметить, что вывод о позднедевонском возрасте метаморфизма докембрийских комплексов Западного Нью-Фрисланда находится в известном противоречии с существующими представлениями о среднепозднесилурийском возрасте завершающих фаз каледонских метаморфических изменений фундамента, которые основаны на результатах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования мусковита и роговой обманки из метапелитовых сланцев и амфиболитов серии Атомфьелла (425–412 млн лет) [13]. Одно из объяснений этого противоречия сводится к предположению о том, что процессы каледонского орогенеза на изучаемой территории были растянуты во времени и связаны с несколькими эпизодами тектонотермальной активности. В пользу этого предположения свидетельствует «омоложение» каледонских возрастов минеральных парагенезисов (410–400 млн лет), ранее уже зафиксированное при датировании монацита из гранат-ставролит-мусковитового сланца серии Моссель [10].

Авторы благодарят проф. А. Н. Сироткина за предоставленные образцы и О. Л. Галанкину за помощь в аналитических исследованиях.

Литература

1. Вотяков С. Л., Хиллер В. Н., Шапова Ю. В. Особенности состава и химическое микрозондовое датирование U-Th-содержащих минералов. Часть I. Монациты ряда геологических объектов Урала и Сибири // Записки РМО. 2012. Ч. 141. № 1. С. 45–60.
2. Макеев А. Б., Скублов С. Г., Красоткина А. О., Борисовский С. Е., Томсен Т. Б., Серре С. Х. Возраст монацита из рудопоявления Ичетью, Средний Тиман (СНИМЕ- и LA-ICP-MS-методы) // Записки РМО. 2020. Ч. 149. № 1. С. 76–95.
3. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндогенные режимы и эволюция метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью-Фрисланд). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.



4. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Состав, возраст и тектоническое значение гранитных валунов в девонских конгломератах северо-западной части Шпицбергена // Записки Горного института. 2016. Т. 222. С. 789–797.
5. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Новые данные по U-Pb-датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 45–59.
6. Тебенков А. М., Красильщиков А. А., Балашов Ю. А. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 786–789.
7. Тебенков А. М., Джи Д. Г., Йохансен У., Ларионов А. Н. История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты, 2004. С. 90–100.
8. Филатова Н. И., Хаин В. Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.
9. Al-Ani T., Hölttä P., Grönholm S., Pakkanen L., Al-Ansari N. Crystal chemistry and geochronology of thorium-rich monazite from Kovelä granitic complex, Southern Finland. *Natural Res.*, 2019. V. 10. pp. 230–269.
10. Bazarnik J., Kosminska K., Majka J., Zielinski G. Metamorphic evolution of the Planettfjella Group, Mosselhalvøya, northern Svalbard. *Mineralogia — Spec. Papers*, Poland, 2014. V. 42. pp. 38–40.
11. Bazarnik J., Majka J., Kosminska K., Piepjohn K. Preliminary data on the age of metamorphism of the Rittervatnet unit, Ny Friesland, northern Svalbard. *Mineralogia — Spec. Papers*, Poland, 2016. V. 45. pp. 36–38.
12. Gee D. G., Schouenborg B., Peucat J.-J., Abakumov S. A., Krasilshchikov A. A., Tebenkov A. M. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1992. V. 72. pp. 181–190.
13. Gee D., Page L. M. Caledonian terrane assembly on Svalbard: New evidence from Ar/Ar dating in Ny Friesland. *Amer. J. Sci.*, 1994. V. 294. pp. 1166–1186.
14. Kato T., Suzuki K., Adachi M. Computer program for the CHIME age calculation. *J. Earth Planet. Sci.*, 1999. V. 46. pp. 49–56.
15. Kościńska K., Spear F. S., Majka J., Faehnrich K., Manecki M., Piepjohn K., Dallmann W. K. Deciphering late Devonian–early Carboniferous P–T–t path of mylonitized garnet-mica schists from Prins Karls Forland, Svalbard. *J. Metamorph. Geol.*, 2020. V. 38. pp. 471–453.
16. Ning W., Wang J., Xiao D., Li F., Huang B., Fu D. Electron probe microanalysis of monazite and its applications to U-Th-Pb dating of geological sample. *J. Earth Sci.*, 2019. V. 30. pp. 952–963.
17. Piepjohn K. The Svalbardian/Ellesmerian deformation of the Old Red Sandstone and the pre-Devonian basement in NW Spitsbergen (Svalbard). In: *New perspectives on the Old Red Sandstone*. Eds. P. F. Friend, B. P. J. Williams. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2000. V. 180. pp. 585–601.
18. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Reinhardt L., McClelland C., Dallmann W., Harrison J. C. Tectonic map of the Ellesmerian and Eureka deformation belts on Svalbard, North Greenland, and the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic). *Arktos*, 2015. V. 1. pp. 1–12.
19. Suzuki K., Adachi M. The chemical Th–U–total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida Terrane, Japan. *J. Earth Planet. Sci.*, 1991. V. 38. pp. 11–38.
20. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th–U–total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sediment. Geol.* 1991. V. 75. pp. 141–147.
21. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data. *Gondwana Res.*, 2008. V. 14. pp. 569–586.
22. Uher P., Kohút M., Ondrejka M., Konečný P., Šiman P. Monazite-(Ce) in Hercynian granites and pegmatites of the Bratislava Massif, Western Carpathians: compositional variations and Th–U–Pb electron-microprobe dating. *Acta Geol. Slovaca*, 2014. V. 6(2). pp. 215–231.
23. Williams M. L., Jercinovic M. J., Mahan K. H., Dumond G. Electron microprobe petrochronology. *Rev. Miner. Geochem.*, 2017. V. 83. pp. 153–182.

References

1. Votyakov S. L., Hiller V. V., Shchapova Yu. *Osobennosti sostava i himicheskoe mikrozonovoe datirovanie U-Th-soderzhashchih mineralov. CHast' I. Monacity ryada geologicheskikh ob'ektov Urala i Sibiri.* (Peculiarities of composition and chemical microprobe dating of U-Th-bearing minerals. Part I. Monazites of some geological objects of the Urals and Siberia). *Zapiski RMO*, 2012, V. 141, No 1. pp. 45–60.
2. Makeyev A. B., Skublov S. G., Krasotkina A. O., Borisovskiy S. E., Thomsen T. B., Serre S. H. *Vozrast monacita iz rudoproyavleniya Ichet'yu, Srednij Timan (CHIME i LA-ICP-MS metody).* (Age of monazite from the Ichetyu occurrence, the Middle Timan (CHIME and LA-ICP-MS methods). *Zapiski RMO*, 2020, V. 149, No. 1. pp. 76–95 (in Russian, English translation: *Geol. Ore Deposits*, 2021, V. 62, No 8, pp. 773–786).
3. Sirotkin A. N., Evdokimov A. N. *Endogennyye rezhimy i evolyuciya metamorfizma skladchatykh kompleksov fundamenta arhipelaga Shpicbergen (na primere poluostrova Nyu Frisland).* (Endogenous regimes and metamorphic evolution of folded complexes in the basement of the Spitsbergen Archipelago (a case study of Ny Friesland). Saint Petersburg: VNIIOkeangeologia, 2011, 270 p.
4. Sirotkin A. N., & Evdokimov A. N. *Sostav, vozrast i tektonicheskoe znachenie granitnykh valunov v devonskikh konglomeratah severo-zapadnoy chasti Shpicbergena.* (Composition, age and tectonic meaning of granite boulders in Devonian conglomerates of the north-west part of Spitzbergen). *Journal of Mining Institute*, 2016, No. 222, pp. 789–797.
5. Sirotkin A. N., Evdokimov A. N. *Novye dannye po U-Pb datirovaniyu metamorfizovannykh intruziy osnovnogo i ul'traosnovnogo sostavov severnoy chasti poluostrova Nyu-Frisland (ostrov Zapadnyy SHpicbergen).* (New data on U-Pb dating of basic and ultrabasic metamorphosed intrusions in the north Ny-Friesland Peninsula (West Spitsbergen). *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, No. 81, pp. 45–59.
6. Tebenkov A. M., Krasilscikov A. A., Balashov Yu. A. *Glavnyye geohronologicheskie rubezhi i etapy formirovaniya fundamenta Shpicbergena.* (Main geochronological boundaries in the formation of the basement of Spitsbergen). *Doklady Earth Sciences*, 1996, V. 346, No. 6, pp. 786–789.
7. Tebenkov A. M., Gee D. G., Johansson A., Larionov A. N. *Istoriya tektonicheskogo razvitiya fundamenta Shpicbergena (po geohronologicheskim dannym).* (The history of tectonic evolution of the Spitsbergen bedrock based on geochronological data).



In: Complex investigations of the nature of Spitsbergen. V. 4, Apatity, 2004, pp. 90–100.

8. Filatova N I., Khain V.E. *Tektonika Vostochnoj Arktiki*. (Tectonics of the Eastern Arctic Region). Geotectonics, 2007, V. 41, No. 3, pp. 3–29.

9. Al-Ani T., Hölttä P., Grönholm S., Pakkanen L., Al-Ansari N. Crystal chemistry and geochronology of thorium-rich monazite from Kovela granitic complex, Southern Finland. *Natural Res.*, 2019, V. 10, pp. 230–269.

10. Bazarnik J., Kosminska K., Majka J., Zielinski G. Metamorphic evolution of the Planetfjella Group, Mosselhalvøya, northern Svalbard. *Mineralogia — Spec. Papers*, Poland, 2014, V. 42, pp. 38–40.

11. Bazarnik J., Majka J., Kosminska K., Piepjohn K. Preliminary data on the age of metamorphism of the Rittervatnet unit, Ny Friesland, northern Svalbard. *Mineralogia — Spec. Papers*, Poland, 2016, V. 45, pp. 36–38.

12. Gee D. G., Schouenborg B., Peucat J.-J., Abakumov S. A., Krasilshchikov A. A., Tebenkov A. M. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1992, V. 72, pp. 181–190.

13. Gee D., Page L. M. Caledonian terrane assembly on Svalbard: New evidence from Ar/Ar dating in Ny Friesland. *Amer. J. Sci.*, 1994, V. 294, pp. 1166–1186.

14. Kato T., Suzuki K., Adachi M. Computer program for the CHIME age calculation. *J. Earth Planet. Sci.*, 1999, V. 46, pp. 49–56.

15. Kościńska K., Spear F. S., Majka J., Faehnrich K., Manecki M., Piepjohn K., Dallmann W.K. Deciphering late Devonian–early Carboniferous P–T–t path of mylonitized garnet–mica schists from Prins Karls Forland, Svalbard. *J. Metamorph. Geol.*, 2020, V. 38, pp. 471–453.

16. Ning W., Wang J., Xiao D., Li F., Huang B., Fu D. Electron probe microanalysis of monazite and its applications to U–Th–Pb dating of geological sample. *J. Earth Sci.*, 2019, V. 30, pp. 952–963.

17. Piepjohn K. The Svalbardian/Ellesmerian deformation of the Old Red Sandstone and the pre-Devonian basement in NW Spitsbergen (Svalbard). In: *New perspectives on the Old Red Sandstone*. Eds. P. F. Friend, B. P. J. Williams. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2000, V. 180, pp. 585–601.

18. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Reinhardt L., McClelland C., Dallmann W., Harrison J. C. Tectonic map of the Ellesmerian and Eurekan deformation belts on Svalbard, North Greenland, and the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic). *Arktos*, 2015, V. 1, pp. 1–12.

19. Suzuki K., Adachi M. The chemical Th–U–total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of the Hida Terrane, Japan. *J. Earth Planet. Sci.*, 1991, V. 38, pp. 11–38.

20. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th–U–total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sediment. Geol.* 1991, V. 75, pp. 141–147.

21. Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data. *Gondwana Res.*, 2008, V. 14, pp. 569–586.

22. Uher P., Kohút M., Ondrejka M., Konečný P., Šiman P. Monazite-(Ce) in Hercynian granites and pegmatites of the Bratislava Massif, Western Carpathians: compositional variations and Th–U–Pb electron-microprobe dating. *Acta Geol. Slovaca*, 2014, V. 6(2), pp. 215–231.

23. Williams M.L., Jercinovic M.J., Mahan K.H., Dumond G. Electron microprobe petrochronology. *Rev. Miner. Geochem.*, 2017, V. 83, pp. 153–182.

Поступила в редакцию / Received 30.09.2021



Природа раннедокембрийских кристаллических комплексов

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Полученные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли приводят к принципиально новому решению проблемы генезиса раннедокембрийских кристаллических комплексов. Согласно этому подходу, мощное импактное тепловыделение при аккреции привело к образованию слоистого магматического океана, верхний кислый слой которого возник из малобарических остаточных расплавов придонных частей раннего океана, фракционировавших под влиянием роста давления нагрузки формирующихся верхних слоев. Затвердевание верхних частей кислого слоя привело к образованию тоналит-трондьемитовых комплексов. Гнейсы и кристаллосланцы сформировались путем опускания затвердевших приповерхностных участков вместе с накапливавшимися на них осадками и подъема на их место мафических магм. Выщелачивание приповерхностных частей затвердевших пород под влиянием кислотных эманаций магматического океана обусловило преобладание среди древнейших парапород кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов. Вследствие затвердевания магматического океана сверху вниз изотопный возраст гнейсов с глубиной в среднем уменьшается. Всплытие остаточных расплавов различных слоев привело к эволюции магматизма древних платформ от кислого до щелочно-ультраосновного и кимберлитового. Отделение рудоносных эманаций магматического океана обусловило образование уникальных месторождений.

Ключевые слова: ранний докембрий, магматический океан, кристаллическая кора.

Genesis of Early Precambrian crystalline complexes

V. S. Shkodzinskiy

Institute of Geology of Diamonds and Precious Metals SB RAS, Yakutsk

The obtained evidence of hot heterogeneous accretion of the Earth leads to a fundamentally new solution of the problem of the genesis of Early Precambrian crystal complexes. According to this approach, a powerful impact heat release during accretion resulted in the formation of a layered global magmatic ocean. Its upper acidic layer arose from low-pressure residual melts of the bottom parts of the still shallow early ocean, fractionated under the influence of an increase in the load pressure of the forming upper layers. The solidification of the uppermost parts of the acidic layer led to the formation of the most ancient tonalite-trondyemite complexes. Gneiss-crystalshale complexes were formed from its deeper parts by lowering the crystallized near-surface areas together with sediments accumulated on them and lifting the underlying magmas of often more mafic composition in their place. Leaching of the near-surface parts of the solidified rocks under the influence of acidic emanations of the magmatic ocean caused the predominance of quartzites and high-alumina gneisses among the oldest pararocks. Due to the solidification of the magmatic ocean from top to bottom, the isotopic age of gneiss decreases on average with depth. The surfacing of residual melts of its various layers led to the evolution of magmatism of ancient platforms from acidic to alkaline-ultra-basic and kimberlite. The separation of ore-bearing emanations of the magmatic ocean caused the formation of numerous often unique deposits.

Keywords: Early Precambrian, magmatic ocean, crystalline crust.

Введение

Раннедокембрийские кристаллические комплексы составляют большую часть континентальной коры, поэтому знание их происхождения имеет основополагающее значение для решения многих проблем геологии. Однако до настоящего времени они являются самыми загадочными образованиями Земли. В соответствии с господствующей гипотезой холодной гомогенной аккреции [9, 5, 14] и принципом актуализма их считают метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами. Но разработать их обоснованную убедительную стратиграфию обычно не удается, что приводит к появлению представлений об их нестратифицируемости.

С позиций гипотезы холодной гомогенной аккреции непонятна природа их преимущественно кислого состава, огромного объема и большой длительности образования (около двух миллиардов лет). Невозможно объяснить происхождение кислых магм, поскольку, по экспериментальным данным, они могли формироваться только при давлении менее 0.2 ГПа. Но на соответствующей этому давлению глубине менее 7 км на холодной Земле не могла существовать магматическая температура (более 900 °C), необходимая для начала плавления первичных перидотитов. Предположения о возникновении кислых магм путем частичного плавления глубинных основных пород опровергают полное отсутствие кислых обособлений

в многочисленных ксенолитах эколлитов и изотопные данные [1] о массовом начале кислого магматизма (3.8 млрд лет назад) значительно раньше, чем основного (3.5 млрд лет).

Неясна причина выдержанной на всей Земле высокой температуры (800—850 °C) минеральных парагенезисов (монофациальности) пород, тогда как молодые метаморфические комплексы, как правило, зональны. Для них характерна регрессивная последовательность минералообразования, как в типичных магматических породах, тогда как в фанерозойских метаморфических породах прогрессивная последовательность широко распространена. Непонятно отсутствие их постепенных переходов в неметаморфизованные толщи и мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых иногда объясняют высокотемпературность их минеральных парагенезисов.

Происхождение геосфер по данным о горячей гетерогенной аккреции Земли

Несмотря на использование в течение многих десятилетий гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли, до сих пор не получено ни одного геологического доказательства ее справедливости. Наоборот, установлены многочисленные свидетельства ее горячей гетерогенной аккреции. Например, падающие метеориты плавятся и частично испаряются под влиянием импактного тепловыделения. Как показали расчеты [3], это тепловыделение было способно разогреть вещество Земли на 34 000 °C, следовательно, аккреция была горячей. Предположение о холодной аккреции является необоснованным, учитывая основополагающее значение вопроса о температуре аккреции при решении генетических проблем. Горячее формирование нашей планеты подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах и в раннедокембрийских ортогнейсовых комплексах, полным соответствием изотопного возраста и температуры кристаллизации их различных пород последовательности формирования при магматическом фракционировании, проекциями наиболее древних геотермических градиентов в область очень высокой температуры (до 1000 °C) на земной поверхности и множеством других данных [7].

Резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом в отношении хорошо растворимых в нем сидерофильных элементов [10, 3], в 20 тыс. раз большая фугитивность кислорода в них [12], распространение на Земле H_2O и CO_2 , а не продуктов их восстановления железом (H_2 и CO) и другие данные [8] указывают на то, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах, как предполагается в гипотезе гомогенной аккреции. Следовательно, аккреция была гетерогенной. Ядро образовалось раньше мантии в результате быстрого объединения железных частиц под влиянием магнитных сил [8, 11]. Магнитное поле Солнца в это время было в тысячи раз мощнее современного, поскольку оно находилось на эволюционной стадии Тау Тельца [13]. Поэтому Солнце сильно намагнитило железные частицы протопланетного диска после остывания его ниже температуры Кюри (1043 K для чистого железа), и они

быстро объединялись, подобно тому, как слипаются намагниченные мелкие железные предметы.

Полученные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли приводят к принципиально новому, согласующемуся со всеми данными решению генетических проблем петрологии и объясняют все загадочные особенности раннедокембрийских кристаллических комплексов. Согласно этим данным, мощное импактное тепловыделение привело к плавлению падавшего вещества и к возникновению глобального магматического океана на самой ранней стадии аккреции мантии [7]. Его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием роста давления нагрузки образующихся верхних частей. Кумулаты формировали мантию, а остаточные расплавы — магматический океан. Небольшая глубина раннего океана и пониженная сила гравитации на небольшой Земле обусловили низкое давление в придонном слое океана и возникновение большого объема низкобарических остаточных расплавов от толеитового до кислого состава. Это объясняет генезис и широкое распространение кислых магматических пород на Земле. Повышение температуры по мере аккреции привело к эволюции состава остаточных расплавов до ультраосновного, к возникновению слоистости в магматическом океане (рис. 1) и обратного геотермического градиента в мантии.

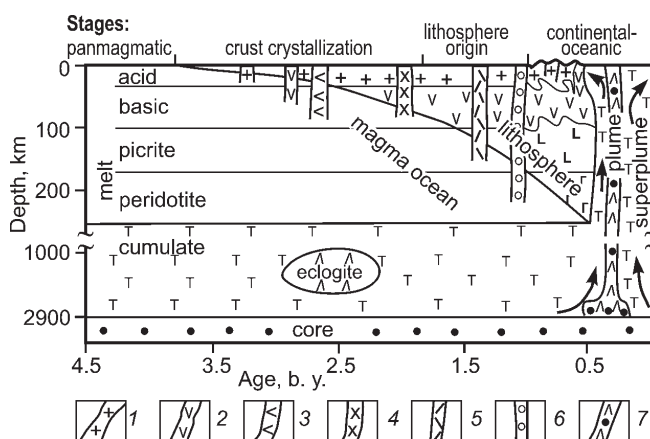


Рис. 1. Схема образования различных геодинамических обстановок и магм:

1 — кислых, 2 — основных, 3 — анортозитовых, 4 — щелочно-основных, 5 — щелочно-ультраосновных карбонатит-содержащих, 6 — кимберлитовых, 7 — океанических и траппов, иногда содержащих ксенолиты ядра

Fig. 1. Scheme of formation of the various geodynamic setting and magmas:

1 — acidic, 2 — basic, 3 — anorthositic, 4 — alkaline-basic, 5 — alkaline-ultrabasic with carbonatites, 6 — kimberlitic, 7 — oceanic and trap sometimes with core xenoliths

Образование кристаллических комплексов в результате остывания магматического океана

Резкое возрастание плотности в слоистом магматическом океане сверху вниз (от 2.3 до 2.8 г/см³) обусловило отсутствие в нем обширной конвекции расплавов после прекращения аккреции, поэтому он дли-



тельно остывал и кристаллизовался сверху вниз в результате преимущественно кондуктивных теплопотерь. Большая продолжительность остывания огромного магматического океана глубиной до 250 км [7] является причиной длительности (около 2 млрд лет) образования раннедокембрийских кристаллических комплексов. Как показали расчеты [8], закристаллизовавшиеся верхние части магматического океана вместе с начавшими формироваться на них осадками часто становились плотнее нижних жидких. Поэтому они иногда тонули, и на их место изливались нижние, обычно более мафические магмы. Это объясняет чередование ортогнейсов, парагнейсов и основных кристаллических сланцев в большинстве раннедокембрийских комплексов. Выделение из магм кислотных газов (HCl , HF , H_2S и др.) приводило к кислотному выщелачиванию затвердевших приповерхностных пород, что обусловило широкое развитие высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов среди паропород. По мере снижения температуры в ранних горячих водоемах начали возникать карбонатные породы. Вследствие выравнивания рельефа затвердевавшего магматического океана и небольшого еще количества воды на земной поверхности пластичный приповерхностный слой океана сравнительно мало подвергался процессам механической дезинтеграции. Это является причиной незначительного распространения конгломератов и терригенных пород среди наиболее ранних осадков.

В магматическом океане самый верхний слой был наиболее кислым по составу и поэтому наименее плотным, благодаря чему он первым затвердевал и его части реже тонули после затвердевания. Это объясняет самый древний возраст тоналит-гранодиоритовых комплексов (обычно более 3 млрд лет) и редкое наличие в них тел основных кристаллических сланцев и паропород. Они подвергались процессам дробления при завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировке. Поэтому на начальной стадии затвердевания на поверхности магматического океана плавали полукристаллизованные тоналит-гранодиоритовые острова. Между ними находились начавшие кристаллизоваться преимущественно эндиоритовые и кварцдиоритовые магмы. При последующем остывании закристаллизовавшиеся части этих магм периодически тонули, на их место всплывали подстилавшие, обычно более мафические расплавы, что в итоге приводило к образованию неоднородных по составу кристаллических комплексов.

Более поздняя кристаллизация является причиной пониженного (2.8–1.8 млрд лет) изотопного возраста комплексов. Еще меньше возраст в более глубоких дифференциатах магматического океана (до 1.1 и 0.75 млрд лет в среднем в ксенолитах эцлогитов и пироксенитов из кимберлитов [7]). Это обусловлено более поздним остыванием и кристаллизацией глубоких частей магматического океана по сравнению с малоглубинными. Следовательно, в раннедокембрийских кристаллических комплексах, в отличие от осадочно-вулканогенных толщ, изотопный возраст не повышается с ростом глубины положения их в разрезе земной коры, а в среднем понижается. Это противоречит общепринятому принципу Н. Стенона, согласно которому верхний слой является более молодым по сравнению с нижним. Поэтому накопление изотопных

данных привело к опровержению разработанных на основе принципа Н. Стенона стратиграфических схем раннедокембрийских комплексов. Это опровержение является кажущимся, поскольку исходное вещество (расплав) подстилающих комплексов обычно является более древним, чем перекрывающих. Но минеральные парагенезисы более молодые, что и отражает изотопный возраст. Невозможность объяснить это явление сильно затормозило решение генетических вопросов, поэтому раннедокембрийские комплексы иногда называли окаменевшей бессмыслицей. Гистограммы распределения температуры в гиперстеносодержащих и безгиперстеновых гнейсах (рис. 2) не различаются. Это указывает на то, что образование пород, относимых к гранулитовой фации, обусловлено меньшим содержанием воды в исходных магмах и не связано с их большей высокотемпературностью, как обычно принимается. Это подтверждается частым переслаиванием гиперстеновых и безгиперстеновых гнейсов в одних и тех же обнажениях и отсутствием явлений более позднего развития гиперстена в гнейсах [4].

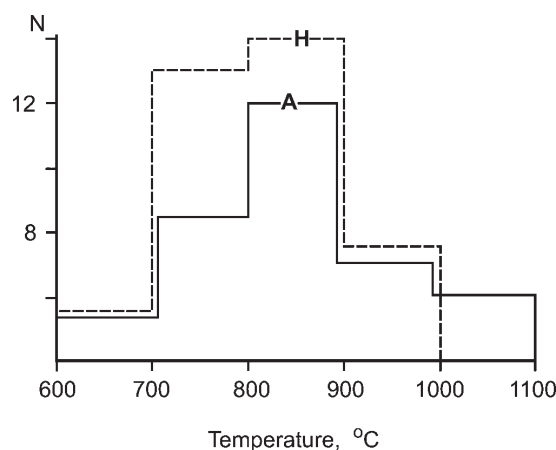


Рис. 2. Гистограммы распределения температуры в гиперстеносодержащих (H) и безгиперстеновых (A) гнейсах Евразии по данным [2]

Fig. 2. Gistograms of temperature in hypersthene (H) gneiss and without hypersthene (A). According to [2]

Среди кристаллических комплексов выделяются относительно однородные, возникшие из одного слоя магматического океана, и неоднородные, образовавшиеся из вещества разных слоев. Однородные представлены тоналит-гранодиоритовыми и ортогнейсовыми комплексами. Последние в значительной мере являются кумулатами кислых магм. Среди неоднородных выделяются ортопарагнейсовые и гнейсово-кристаллосланцевые. Эти комплексы слагают основание древних платформ и кислую кристаллическую кору. Вследствие образования карбонатов при относительно небольшой температуре (видимо, менее 100 °C) содержащие их комплексы часто имеют пониженный изотопный возраст. Основные кристаллические сланцы раннего докембрия возникли из магм основного слоя магматического океана, в котором при процессах придонного компрессионного фракционирования длительно накапливались расплавофильные компоненты. Это объясняет часто высокие (до 2.7 %, рис. 3) содержания в сланцах K_2O и других расплавофильных компонентов.

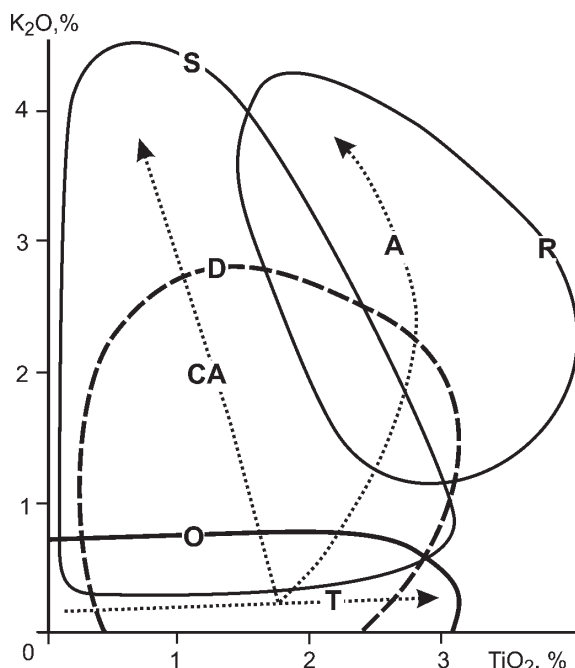


Рис. 3. Соотношение K_2O и TiO_2 в базитах раннедокембрийских кристаллических комплексов (D), срединных океанических хребтов (O), платформенных рифтов (R), субдукционных областей (S). Тренды фракционирования: A — щелочной, CA — известково-щелочной, T — толеитовый [8]

Fig. 3. The ratio of K_2O — TiO_2 in rocks of Early Precambrian (D), continental rifts (R), subduction zones (S) and mid-ocean ridges (O). Trends of fractionation: A — alkaline, CA — calc-alkali, T — tholeiitic [8]

Кристаллические комплексы возникли преимущественно путем кристаллизации глобального магматического океана. Это является причиной, казалось бы, удивительной, выдержанной на всей Земле типичной для магматических пород очень высокой (800—850 °C, рис. 4) температуры их кристаллизации. С позиций холодной аккреции невозможно объяснить такую высокую температуру. Предположения о связи ее с присутствием мощных (десятки километров), изолирующих тепловой поток перекрывающих толщ противоречат отсутствию признаков существования этих толщ. Гипотезы обусловленности высокотемпературности влиянием мантийных плюмов или фрикционным тепловыделением при коллизионных процессах не согласуются с выдержанностью этой температуры на всей Земле и с отсутствием в кристаллических комплексах температурной зональности, что нашло отражение в представлениях об их монофациальности. Магматическое происхождение объясняет присутствие в них только регрессивной последовательности минералообразования и отсутствие постепенных переходов в слабометаморфизованные толщ. Постепенные переходы есть в зонально-метаморфизованных зеленокаменных толщах, но они формировались на кристаллическом основании и моложе его. Повсеместное распространение родоначального магматического океана является причиной огромного объема кристаллических комплексов и их большой мощности (десятки километров). Почти идентичный к изоконцентрам твердых фаз на P-T-диаграмме для магм (3°) наклон полосы то-

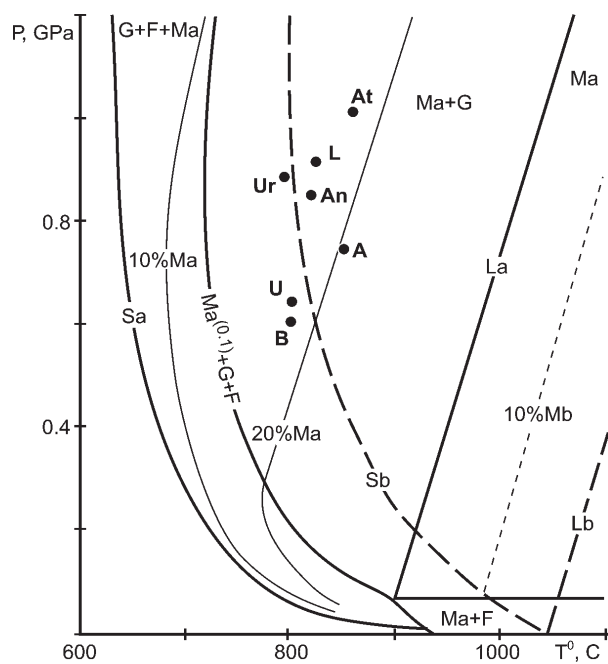


Рис. 4. Средние параметры образования кристаллических комплексов Алданского щита (A, среднее из 36 определений), Анабарского щита (An, 12 определений), Лапландского пояса (L, 11 определений), Украинского щита (U, 4 определения), Антарктиды (At, 1 определение), Урала (Ur, 10 определений), Беломорья (B, 12 определений). По данным [2]. La и Lb, Sa и Sb — соответственно ликвидусы и солидусы кислых и основных магм; La и Lb — расплавы соответственно кислые и основные; F — флюид; G — минералы гранитов; 10 % Ma и 10 % Mb — содержания соответственно кислого и основного расплавы; $Ma^{(0.1)}$ — кислый расплав с отношением количества CO_2 к H_2O , равным 0.1 [6]

Fig. 4. Average parameters of formation of crystal complexes of the Aldan shield (A, average of 36 definitions), the Anabar shield (An, 12 definitions), the Lapland belt (L, 11 definitions), the Ukrainian shield (U, 4 definitions), Antarctica (At, 1 definition), the Urals (Ur, 10 definitions), the White Sea (B, 12 definitions). According to [2]. La and Lb, Sa and Sb — respectively liquiduses and soliduses of acid and basic magmas; La and Lb — melts, respectively acid and basic; F — fluid; G — granite minerals; 10 %Ma and 10 %Mb — content, respectively, acid and basic melt; $Ma^{(0.1)}$ — acid melt with the proportion of CO_2 to H_2O is equal to 0.1 [6]

чек P- и T-параметров минералообразования в кристаллических комплексах (4°) на рис. 5 и секущее ее положение к линиям платформенного и океанического градиентов подтверждают образование этих комплексов путем кристаллизации магматического океана. Сонахождение в них всплывавшего полукристаллизованного разнотемпературного вещества магматического океана является причиной значительных вариаций давления (0.3—1.2 ГПа), зафиксированного в минеральных парагенезисах одних и тех же комплексов. При отсутствии мощных перекрывающих толщ наличие признаков кристаллизации некоторых пород при очень высоком давлении с позиций гипотезы холодной аккреции объяснить очень трудно, в то время как существование вертикальных перемещений вещества в магматическом океане полностью их объясняет. Вследствие большей глубинности основного слоя в

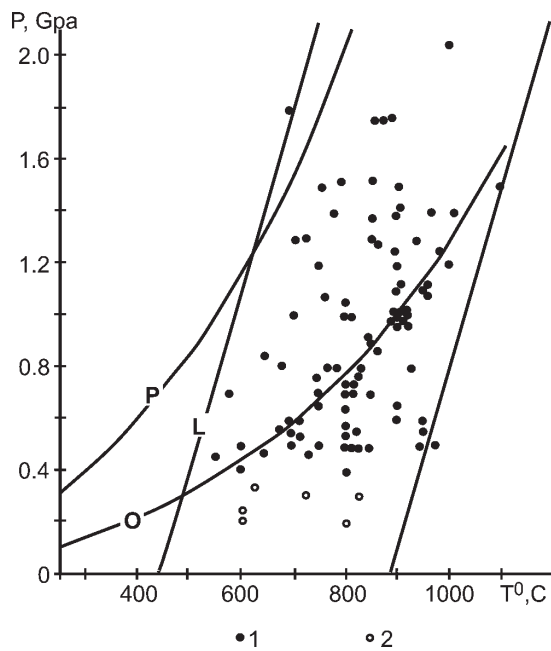


Рис. 5. Соотношение расчетных [2] максимальных температур и давлений (1) и максимальных температур и минимальных давлений (2) при кристаллизации гранулитовых комплексов Евразии. О и Р — геотермические градиенты соответственно океанов и древних платформ. L — наиболее низкотемпературные параметры кристаллизации

Fig. 5. Correlation of the results of calculations [2] of maximum temperatures and pressures (1) and maximum temperatures and minimum pressures (2) during the crystallization of granulite complexes in Europe and Asia. O and P are geothermal gradients of the oceans and ancient platforms, respectively; L — the lowest temperature parameters

магматическом океане по сравнению с кислым и возрастания степени его кристаллизации с течением времени наиболее высокие давления при минералообразовании устанавливаются обычно в парагенезисах основных пород более позднего возраста.

Ввиду высокотемпературности кристаллические комплексы почти всегда мигматизированы. Выделяется два главных генетических типа мигматитов [6]. В ортогнейсах темноцветная составляющая жильного материала содержит больше гидроксилсодержащих минералов (биотита, роговой обманки) и показывает на десятки градусов более низкую температуру кристаллизации, чем в субстрате. Это свидетельствует об остаточно-магматическом генезисе такого жильного материала. В темноцветной составляющей парагнейсов содержание безводных минералов (гиперстена, граната, кордиерита) значительно выше (до 80–100 %), чем в субстрате, и температура их кристаллизации несколько больше, что указывает на заимствование воды из гидроксилсодержащих минералов при плавлении и на анатектический генезис таких мигматитов. Степень плавления определялась количеством воды, заимствованной из гидроксилсодержащих минералов. В этом случае вода являлась виртуальным инертным компонентом, по терминологии Д. С. Коржинского, и поэтому не могла привноситься в мигматизированные породы. Это противоречит широко распространенным предположениям о существовании процессов грани-

тизации под влиянием подъема глубинных флюидов. В глубинных породах нет их источников и путей для подъема. В случае существования флюидов мантия и кристаллическая кора расплавились бы и континенты утонули, так как присутствие флюидной фазы при высоком давлении на несколько сотен градусов понижает температуру плавления пород.

Процессы опускания и всплывания в разной степени остывших магм океана под затвердевшей его приповерхностной частью обусловили ее деформации и возникновение на ней грабенообразных опусканий. Заполнение их вулканидами и осадками привело к образованию зеленокаменных поясов. Вследствие наиболее интенсивных и длительных перемещений магм под ранними тоналит-трондьемитовыми затвердевшими верхними частями магматического океана на них формировалось наибольшее количество зеленокаменных комплексов. В кристаллизовавшихся гнейсово-кристаллосланцевых комплексах уплотнившиеся затвердевшие верхние части периодически тонули вместе с начавшими на них формироваться осадками. Поэтому зеленокаменные толщи на них не формировались. Это объясняет загадочное почти полное их отсутствие в участках развития нетоналит-трондьемитового кристаллического основания.

Незначительная степень затвердевания нижнего перидотитового слоя магматического океана обусловила подъем из него расплавов и формирование коматиитов в наиболее ранних зеленокаменных поясах. Позже, после значительной кристаллизации этого слоя, образование коматиитов прекратилось. Под влиянием горячего основания зеленокаменные комплексы обычно зонально метаморфизованы с преобладанием зеленокаменной фации метаморфизма. Вследствие пониженной температуры кристаллизации их изотопные системы часто закрывались раньше, чем в подстилающих кристаллических комплексах. Это объясняет кажущиеся парадоксальными их иногда более древние изотопные датировки по сравнению с нижними комплексами.

Зеленокаменные толщи и зонально-метаморфические комплексы молодых складчатых областей по сравнению с раннедокембрийскими кристаллическими комплексами имеют совершенно другое, немагматическое происхождение. Это указывает на необходимость учета их различного генезиса, а не обычно принятого одинакового осадочно-вулканогенного. Вследствие стремления сохранить по инерции всплывавшими струями мантийного вещества пониженной линейной скорости вращения, типичной для глубинных частей Земли, они смещали на запад затвердевшие верхние слои магматического океана. Это привело к более широкому распространению в кристаллических комплексах восточных падений различных типов линейности по сравнению с западными и субмеридиональными, к преимущественно субмеридиональному простиранию комплексов, широкому распространению надвигов и, видимо, к возникновению ранних протоконтинентов в результате сжатия протокры в субэкваториальных областях, где влияние силы Кориолиса было максимальным.

Всплывание остаточных расплавов из различных слоев магматического океана привело к эволюции магматизма на древних платформах от кислого до щелоч-

но-основного, щелочно-ультраосновного карбонатит-содержащего и кимберлитового. Остывание и кристаллизация слоистого магматического океана сверху вниз является причиной значительно более позднего изотопного возраста более глубоких кимберлитов (в среднем 236 млн лет) по сравнению с карбонатитами (688 млн) и другими магматическими породами древних платформ. Высокая степень кристаллизации (более чем на 99.9 %) мощного (около 80 км) пикритового слоя магматического океана (см. рис. 1) при образовании карбонатитовых остаточных расплавов обусловила уникально высокие (до целых процентов) концентрации в карбонатитах рассеянных элементов, которые в других магматических породах присутствуют в незначительном (г/т) количестве. Накопление углерода в остаточных расплавах придонного перидотитового слоя привело к очень раннему (около 3.5 млрд лет назад) началу кристаллизации алмаза в кимберлитах. Рост вязкости этих расплавов в тысячи раз по мере накопления в них многовалентных элементов при фракционировании обусловил постепенную смену послонного тангенциального роста алмазов на радиальный, эволюцию морфологии их формирующихся кристаллов от октаэдрической до ромбододекаэдрической и кубической и рост содержания в них примесей, в том числе азота и легкого изотопа углерода. Раздвижение континентальной литосферы растекавшимся веществом плюмов при формировании океанических областей является причиной отсутствия карбонатитов и кимберлитов в этих и субдукционных областях и наличия их только в участках присутствия раннедокембрийской кристаллической коры (правило Клиффорда).

Таким образом, всплытие остаточных расплавов различных слоев магматического океана полностью объясняет происхождение, состав, рудоносность и последовательность образования магматических пород древних платформ. Это противоречит господствующей гипотезе магнеобразования путем обособления выплавов в подплавленных породах. Степень плавления мантийных перидотитов принимается небольшой (0.1–15 %), так как при большой степени состав выплавов не соответствует составу природных магм. Но при небольшой степени плавления породы имеют огромную вязкость порядка 10^{20} – 10^{22} пуаз (рис. 6). Как показали расчеты по формуле Стокса [6], при такой большой вязкости выплавки за всю историю Земли (4.5 млрд лет) всплывут всего на доли сантиметра, что не способно привести к магнеобразованию. Это подтверждается автохтонностью анатектического материала в единственно доступном изучению примере природного массового частичного плавления — в мигматитах [6].

Подъем рудоносных эманаций магматического океана обусловил образование оруденения, огромный объем которого привел к возникновению уникально крупных месторождений (Витватерсранд, Курская магнитная аномалия и др.). Рудные эманации размещались преимущественно в понижениях формировавшихся зеленокаменных поясов и осадочных бассейнов, что объясняет приуроченность к ним большинства месторождений.

Вследствие расплавленного состояния на ранней земной поверхности сначала не могли существовать водоемы. Падение богатых водой планетезималей так-

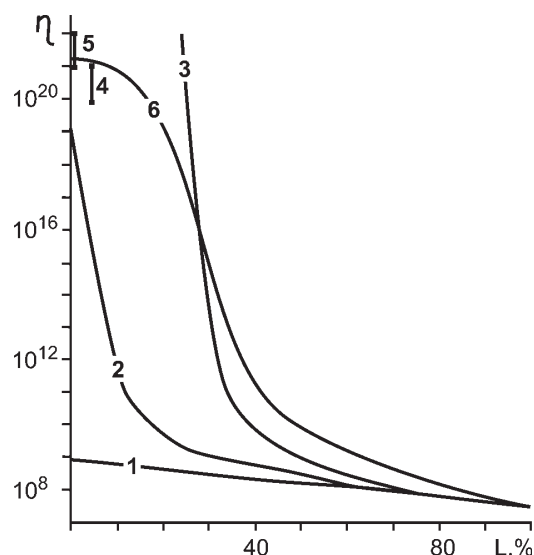


Рис. 6. Вязкость гранитных магм (η , пуаз): 1 — стекла, 2, 3 — рассчитанная по формулам Эйнштейна — Роскоу при неодинаковых и одинаковых размерах твердых шаров, 4 — астеносферы, 5 — земной коры, 6 — принятая [6]

Fig. 6. Viscosity of granitic magmas (η , puas): 1 — glass, 2, 3 — calculated according formula Einstein — Roskou for different and identical size of hard spheres, 4 — asthenosphere, 5 — earth's crust, 6 — accepted [6]

же не приводило к их возникновению, как часто предполагается, поскольку в это время земная поверхность еще была покрыта магматическим океаном. Небольшое количество воды находилось в парообразном состоянии. Пар постоянно терялся в космическом пространстве под влиянием солнечного ветра. По мере остывания и кристаллизации магматического океана происходило отделение из его расплавов паров воды, их конденсация и формирование водоемов, сначала мелких и горячих, затем все более холодных и крупных. Как показали расчеты [8], для образования всей имеющейся на земной поверхности воды достаточно выделения примерно 0.45 % воды из магматического океана глубиной 250 км. Концентрация воды в природных магмах обычно составляет около 1 %, поэтому запасов ее в магматическом океане было вполне достаточно для возникновения всей земной гидросферы.

Судя по внедрению кимберлитовых остаточных расплавов до мелового периода, практически в течение всей истории Земли происходило отделение воды из расплавов магматического океана и образование гидросферы. Она формировалась постепенно. В докембрии воды на земной поверхности было очень мало и она заполняла только мелкие водоемы. В это время не было обширных океанов, что согласуется с отсутствием крупных толщ раннедокембрийских океанических осадков. Значительные по размеру мелкие моря и океаны появились позже, в рифее, что привело к сильному затоплению континентов и образованию осадочного чехла платформ. Начавшаяся в конце протерозоя конвекция в мантии и формирование глубоких океанов в юрском периоде привели к частичному осушению континентов и возникновению их современного облика.

Вследствие существования обратного геотермического градиента в раннем докембрии не могла про-



исходить всемантийная конвекция. Поэтому отсутствовали современные геодинамические обстановки. В архее земная поверхность была покрыта магматическим океаном, и на ней с 4.55 до 3.8 млрд лет назад существовала панмагматическая геодинамическая обстановка (рис. 1). Это объясняет отсутствие на Земле пород древнее 3.8 млрд лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Они присутствуют на Луне вследствие ее значительно меньшего размера и поэтому более раннего остывания. В период с 3.8 до 2.5 млрд лет существовала обстановка образования раннедокембрийских кристаллических комплексов и кислой коры в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана. С 2.5 по 1.0 млрд лет была распространена обстановка формирования литосферы древних платформ путем затвердевания глубинных слоев магматического океана.

Судя по резко увеличившейся интенсивности геологических процессов, в конце протерозоя началась всемантийная конвекция вследствие прогрева мантии изначально более горячим ядром и возникновения в ней прямого геотермического градиента. Всплывание и растекание ее высокотемпературных нижних частей обусловили раскол и раздвижение континентальной литосферы и возникновение океанических и субдукционных геодинамических обстановок. По расчетам [8], магмы образуются в них в результате фрикционного плавления глубинных пород (дифференциатов магматического океана) под влиянием тектонических деформаций, возникающих при раздвижении океанических плит, и вследствие декомпрессии при подъеме. Это подтверждается постоянной связью процессов мамообразования с тектоническими движениями, повышенными величинами начальных отношений изотопов стронция (до 0.730 в вулканах Перу) в субдукционных и коллизионных магматитах, соответствием состава формирующихся магм составу деформируемых глубинных пород, рассчитанными количественными моделями природных магм, которые свидетельствуют о высоком (до 70–80 %) содержании в них твердых фаз в глубинных условиях под влиянием высокого давления [8], и резким возрастанием степени однородности гранитогнейсовых диапиров по мере их подъема. Большую эффективность фрикционного плавления демонстрирует интенсивный современный вулканизм на небольшом спутнике Юпитера Ио. На нем деформации недр, обусловленные влиянием переменного гравитационного притяжения то приближающихся, то удаляющихся Юпитера и спутников Европы, Ганимеда, приводят к извержению около четырехсот вулканов и существованию озер лавы размером до 200 км.

Всплывание крупных тел основных пород, возникших при заполнении придонными расплавами импактных углублений на дне синаккреционного магматического океана, привело к их декомпрессионному переплавлению и быстрому образованию огромных объемов траппов. Присутствие в наиболее ранних кратерах обломков земного ядра является причиной выноса траппами крупных (до десятков тонн) тел никелистого (до 7 %) железа (рис. 1). Значительно меньше, чем на Земле, размеры ядер на других планетах земной группы не смогли прогреть их мантии и привести к возникновению мантийной конвекции. Это объяс-

няет таинственное отсутствие на них явных признаков существования в настоящее время плитной тектоники и вулканизма.

Заключение

Таким образом, учет многочисленных доказательств горячей гетерогенной аккреции Земли приводит к принципиально новому решению проблемы происхождения раннедокембрийских кристаллических комплексов и других генетических проблем петрологии и планетологии. Эти доказательства свидетельствуют о существовании в раннем докембрии уникальной, не повторяющейся позже обстановки кристаллизации глобального магматического океана, которая обусловила специфичность и неповторимость ранних геологических процессов и раннедокембрийских кристаллических комплексов. Полученные результаты подтверждают полузабытые представления классиков петрологии Н. Л. Боуэна, П. Эскола, А. Н. Заварицкого и других о ведущей роли магматического фракционирования в формировании многообразия состава пород Земли.

Литература

1. Балашов Ю. А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
2. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя: Материалы II Российской конференции. СПб., 2007. 407 с.
3. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Наука, 1982. 294 с.
4. Салоп Л. Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.
5. Сорохотин О. Г. Развитие Земли. М.: МГУ, 2002. 506 с.
6. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
7. Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: СВФУ, 2014. 452 с.
8. Шкодзинский В. С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: СВФУ, 2018. 274 с.
9. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.
10. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. N 215. P. 1449–1451.
11. Holliday A. H. Hf-W chronometry and inner solar system accretion // Space Sci. Rev., 2000, V. 92. P. 53–63.
12. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. N 25 (4). P. 395.
13. Wikichi.ru/wiki/protoplanetary/disk (дата обращения: 10.02.2021).
14. Wood B. J. The formation and differentiation of Earth // Physics Today. 2011. V. 64. N 2. P. 40–45.

References

1. Balashov Ju. A. *Izotopno-geohimicheskaja evoluzija mantii i kory* (Isotope-geochemical evolution of the mantle and crust). Moscow: Nauka, 1985, 221 p.



2. Granulitovye komplekсы v geologicheskom razvitii dokembrija i fanerozoja. *Materialy II Rossijskoj konferenzii* (Granulite complexes in geological evolution in Precambrian and Phanerozoic). Proceedings of conference. St. Petersburg, 2007, 207 p.
3. Ringwood A. E. *Obrazovanie Zemli i Luni* (The origin of the Earth and the moon). Moscow: Nedra, 1982, 294 p.
4. Salop L. N. *Geologicheskaja evoluzija Zemli v dokembrii* (Geological development of the Earth in the Precambrian). Leningrad: Nedra, 1982, 334 p.
5. Sorohtin, O. G. *Evoluzija Zemli v Dokembrii* (Evolution of the Earth in the Precambrian). Moscow: MSU, 2002, 506 p.
6. Shkodzinskiy V. S. *Problemy fisiko-himicheskoy petrologii i genesis migmatitov* (Problems of physico-chemical petrology and genesis of migmatites). Novosibirsk: Nauka, 1976, 224 p.
7. Shkodzinskiy V. S. *Petrologija litosfery i kimberlotov (model gorjachej akkrezii Zemly)* (Petrology of lithosphere and kimberlites (model of hot accretion of the Earth)). Yakutsk: SVFU, 2014, 452 p.
8. Shkodzinskiy V. S. *Globalnaja petrologija po sovremennym dannym o gorjachej heterogennoj akkpezii Zemli* (Global Petrology based on current data on hot heterogeneous accretion of the Earth). Yakutsk: SVFU, 2018, 244 p.
9. Schmidt O. Y. *Obrazovanie Zemly i planet* (The origin of the Earth and planets). Moscow: USSR AS, 1982, 132 p.
10. Harris P. G, Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system. *Nature*, 1967, No. 215, pp. 1449—1451.
11. Holliday A. H. Hf-W chronometry and inner solar system accretion. *Space Sci. Rev.*, 2000, V. 92, pp. 53—63.
12. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth. *Meteoritics*, 1990, No. 25 (4), pp. 395.
13. URL: wikichi.ru/wiki/protoplanetary/disk.
14. Wood B. J. The formation and differentiation of Earth. *Physics Today*, 2011, V. 64, No 2, pp. 40—45.

Поступила в редакцию / Received 07.09.2021



Анализ состава продуктов термолитиза обеззоленных концентратов, полученных на основе горючих сланцев Айювинского месторождения (Республика Коми)

Н. С. Бурдельная¹, Д. А. Бушнев¹, И. Н. Бурцев¹, Д. В. Кузьмин¹,
В. А. Белый², А. А. Ильченко (Деревесникова)¹

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Институт химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

burdelnaya@geo.komisc.ru

Обработка N-метилпирролидоном осадочных пород Айювинского месторождения позволила получить обеззоленные концентраты с разными выходами, зависящими от содержания $C_{орг}$ в породе. Полученные концентраты были изучены методами элементного анализа, термогравиметрией и термолитизом с последующим анализом продуктов методом хромато-масс-спектрометрии. Кривые термогравиметрического анализа свидетельствуют о сходных структурных особенностях органического вещества пород и полученных из них концентратов. Состав продуктов термолитиза концентрата указывает на преимущественное извлечение *n*-алканов относительно ароматических компонентов, что связано со спецификой строения исходного органического вещества твердых горючих ископаемых.

Ключевые слова: горючие сланцы Айювинского месторождения, обеззоленный концентрат, термолитиз, хромато-масс-спектрометрия, термогравиметрический анализ.

Analysis of the composition of thermolysis products of ash-free concentrates obtained on the basis of oil shale of the Ayuviniskoye deposit (Komi Republic)

N. S. Burdelnaya¹, D. A. Bushnev¹, I. N. Burtsev¹, D. V. Kuzmin¹,
V. A. Belyy², A. A. Ilchenko (Derevesnikova)¹

¹Institute of Geology of FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

²Institute of Chemistry of FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The treatment with N-methylpyrrolidone of sedimentary rocks of the Ayuviniskoye deposit allowed obtaining ash-free concentrates with different yields, depending on the C_{org} content in the rock. The structure of the resulting concentrates was studied by elemental analysis, thermogravimetry, and pyrolysis, followed by analysis of the products by gas chromatography-mass spectrometry. The TGA curves indicated similar structural features of the organic matter of the rocks and the concentrates obtained from them. The composition of the thermolysis products of the concentrate indicated the preferential extraction of aliphatic structures, represented by *n*-alkyl chains, relative to aromatic fragments, which was associated with the specific structure of the initial organic matter of solid fossil fuels.

Keywords: oil shale of the Ayuviniskoye deposit, ash-free concentrate, pyrolysis, gas chromatography-mass spectrometry, thermogravimetry.

Введение

Перспективы развития новых технологий по добыче и сланцепереработке с получением различных топливных и энергетических продуктов из горючего сланцевого сырья определяются широким распространением на территории северо-востока европейской части России верхнеюрских отложений горючих сланцев, а также высоким ресурсным потенциалом данных горючих ископаемых [3]. Получение обеззоленных концентратов органического вещества (ОВ) на основе твердых горючих ископаемых имеет важное практическое значение в топливной и энергетической промышленности. Среди известных разработок выделяются японские технологии получения гиперуглей из исходных углей с использованием полярных органических рас-

творителей [20, 24, 26–28]. Полученные таким образом гиперугли обладают более высокой теплотворной способностью и широким интервалом термопластичности, низким содержанием золы, неорганической серы, щелочных и тяжёлых металлов, что позволяет с высокой эффективностью использовать их в газификации при прямом сжигании в газотурбинных установках, а также в металлургии при плавке цветных металлов [20, 26–28]. В Институте геологии им. Н. П. Юшкина были проведены первые экспериментальные исследования по получению обеззоленных углей из углей Печорского угольного бассейна [2, 7, 9]. Наряду с углями горючие сланцы представляют собой мощный резервный источник топливного и энергетического сырья, из которых потенциально можно извлечь сланце-

Для цитирования: Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А., Бурцев И. Н., Кузьмин Д. В., Белый В. А., Ильченко (Деревесникова) А. А. Анализ состава продуктов термолитиза обеззоленных концентратов, полученных на основе горючих сланцев Айювинского месторождения (Республика Коми) // Вестник геонаук. 2021. 10(322). С. 33–41. DOI: 10.19110/geov.2021.10.4.

For citation: Burdelnaya N. S., Bushnev D. A., Burtsev I. N., Kuzmin D. V., Belyy V. A., Ilchenko (Derevesnikova) A. A. Analysis of the composition of thermolysis products of ash-free concentrates obtained on the basis of oil shale of the Ayuviniskoye deposit (Komi Republic). Vestnik of Geosciences, 2021, 10(322), pp. 33–41, doi: 10.19110/geov.2021.10.4.

вую смолу и ряд других химических продуктов. При термической экстракции до 50 % горючих сланцев переходит в высококипящий беззольный экстракт, в дальнейшем используемый непосредственно в дорожном строительстве либо в процессе переработки в химических продукты [14].

На сегодняшний день единственным заводом по переработке сернистых горючих сланцев является Сызранский сланцеперерабатывающий завод, где из кашпирских сланцев получают десятки химических продуктов, в том числе ценный лекарственный препарат — ихтиол.

На территории Восточно-Европейской платформы выделяются Ижемский (относящийся к Тимано-Печорскому бассейну), Сысольский и Яренгский (Вычегодский бассейн) сланценозные районы, обладающие наибольшим ресурсным потенциалом, изученностью районов, доступностью и, как следствие, высокими промышленными перспективами [12]. Айювинское месторождение горючих сланцев, принадлежащее Ижемскому сланценозному району, характеризуется крупными запасами, составляющими 550 млн т, и более низкой сернистостью относительно горючих сланцев Сысольского сланценозного района. Ранее был проведен палинологический анализ проб [13], детально изучены литологические особенности сланценозной толщи и состав ОВ сланценозных отложений из разреза по р. Айюва (Сосногорский район РК) [8, 11]. Было установлено, что ОВ горючих сланцев относится к морскому типу с незначительным приносом компонентов терригенного генезиса. Состав ОВ обусловлен накоплением осадочного материала в мелководно-морском бассейне вблизи суши, недалеко от Палеотимана [13]. Близкое расположение к суше сказалось на процессах раннедиагенетического формирования ОВ, связанных с менее выраженными проявлениями аноксических событий и, как следствие, более низкой осернистостью керогена по сравнению с ОВ сланцев Сысольского и Чим-Лоптюгского месторождений Республики Коми [4, 6]. Низкая зрелость, характерная для ОВ горючих сланцев, типична для верхнеюрских отложений Русской плиты и соответствует грациям ПК₂₋₃.

Целью настоящей работы являлось получение обеззоленных органических концентратов путём экстракции полярным органическим растворителем из верхнеюрских отложений Айювинского месторождения горючих сланцев и изучение состава продуктов термолитиза полученных концентратов, а также сравнение продуктов термолитиза с составом термолитизата керогена, выделенного из пород.

Экспериментальная часть

Для получения обеззоленных концентратов ОВ и изучения продуктов их термолитиза были взяты пробы углеродистых пород из обнажения 31 по р. Айюва (Сосногорский район, РК) [11]. Основная геохимическая характеристика образцов представлена в таблице, а также дана в работах [8, 11]. Для всех проб определяли содержание органического углерода в породе; осуществлялась экстракция в полярном растворителе с последующим определением зольности и элементного состава полученного концентрата.

Содержание органического углерода (C_{org}) определялось в нерастворимом в соляной кислоте остатке породы на экспресс-анализаторе на углерод АН-7529.

Для выделения концентрата ОВ использовали метод экстракции органическим растворителем, в качестве которого использовался N-метилпирролидон (NMP). Перед экстракцией измельченные образцы (менее 0.1 мм) обрабатывали разбавленной (1:2) азотной кислотой для удаления сульфидной серы. Обработанный кислотой образец породы заливали NMP (гидро модуль 10) и оставляли на 24 часа при комнатной температуре. Затем образец нагревали до температуры кипения растворителя (203 °C) и кипятили в течение двух часов, после этого раствор отделяли от осадка фильтрованием под вакуумом. Растворитель отгоняли из полученного экстракта под вакуумом и после этого экстракт высушивали до постоянного веса при температуре 130 °C при пониженном давлении.

Полученный концентрат подвергался аналитическому термолитизу при 420 °C. Продукты термолитиза улавливались охлажденным хлороформом, концентрировались и анализировались методом хромато-масс-спектрометрии.

Для сравнительного анализа состава продуктов термолитиза полученных обеззоленных концентратов был изучен состав термолитизата керогена, выделенного из осадочных пород Айювинского месторождения, исследованных ранее в работах [8, 10]. Сам кероген представляет собой нерастворимое органическое вещество пород, выделение которого проводится по стандартной методике последовательной обработкой концентрированными соляной и плавиковой кислотами [15].

Для ряда проб обеззоленного концентрата и керогена был проведен термогравиметрический анализ.

Хромато-масс-спектральный анализ выполнялся на приборе Shimadzu 2010 Ultra. Для хроматографического разделения использовалась колонка HP-5, 30 м × 0.25 мм, толщина слоя неподвижной фазы 0.1 мкм. Температура программировалась от 110 до 300 °C со скоростью 5 °C/мин. Температура инжектора — 300 °C, интерфейса — 250 °C, ионного источника — 200 °C. Ввод пробы осуществлялся в режиме деления потока (1:30). Масс-спектрометр — квадрупольный, с энергией ионизации 70 эВ. Для количественного расчёта содержаний алифатических, ароматических и серосодержащих компонентов были добавлены синтетические стандарты — 3-метил-6-(1,1'-дидейтерио)октадекан и 2,3-диметил-5-(1,1'-дидейтерио)октадецилтиофен.

Элементный анализ был проведен в ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН с использованием элементного анализатора CHNS Vario MICRO cube (Elementar, Германия). Температура трубки окисления составляла 1150 °C, температура трубки восстановления — 850 °C. В качестве газа-носителя использовался гелий. Поток газа-носителя — 200 мл/мин. Газ-окислитель — кислород, поток газа-окислителя — 30 мл/мин, длительность подачи кислорода — 70 с.

Синхронный термический анализ (термогравиметрия) — дифференциальная сканирующая калориметрия) был выполнен на приборе STA 409 PC Luxx (NETZSCH, Германия) в динамическом температурном режиме. Навеска образца (около 20 мг) помещалась в тигель из PtRh-сплава диаметром 6 мм, с перфориро-



ванной крышечкой, в качестве образца сравнения использовался аналогичный пустой тигель. Термограммы были получены в атмосфере азота (20 мл/мин) в диапазоне температур 25–1000 °C при скорости нагрева 5 град/мин. Анализ термограмм проводился с использованием программного пакета NETZSCH Proteus-Thermal Analysis (Version 4.8.5).

Результаты и их обсуждение

Данные по обеззоленному концентрату: выход, элементный состав

Концентрат был выделен из пяти проб пород с содержанием органического углерода в исходных пробах от 3.3 до 27.2 % на породу (табл. 1). Обработка углеродистых пород NMP позволила получить концентраты с выходом от 6.6 до 38 %, при этом зольность полученных концентратов составила менее 1.5 %. Выход концентрата напрямую зависит от содержания $C_{орг}$ в породе. Так, максимальные выходы характерны для горючих сланцев с содержанием $C_{орг}$ в породе 27.2 и 21.1 %.

Элементный анализ полученных концентратов свидетельствует о повышенном содержании азота (7.7–8.5 %), что является результатом обработки NMP и его частичного сохранения (присутствия) в составе концентрата. Это также подтверждается высокими значениями атомного соотношения N/C, характерными для полученных концентратов. Ранее было показано, что содержание азота в составе нерастворимого ОВ — керогена юрских сланцев северо-востока европейской части России — не превышает и 2 % (в среднем 1–1.5 %) [1], и при этом основная часть присутствует в виде аминокислотных остатков либо за счет жёсткой связи со структурой керогена [10, 22], либо за счёт инкапсуляции (захвата) ОВ, причем не последнюю роль в этом процессе играют серобогащенные макромолекулы [22, 23], либо за счёт адсорбции и образования устойчивых полимеров с поверхностью различных минералов [10, 16, 17]. Анализ керогена, выделенного из юрских пород Айювинского месторождения, подтверждает низкое содержание азота в пробах (см. таблицу) и наличие аминокислот в их составе [10]. Таким образом, резкое увеличение содержания азота в составе концентратов может объясняться только влиянием растворителя. Возможное взаимодействие NMP с ОВ пород, в частности углей, результатом которого является образование гелевой структуры экстракта, подтверждает работа Т. Таканахаши и др. [27].

Содержание серы варьирует от 2.2 до 5.2 %, при этом наиболее высокое содержание серы фиксируется в концентратах, полученных из пород с повышенными значениями $C_{орг}$, собственно из горючих сланцев (с $C_{орг}$ 21–27 %). Атомное отношение $S_{орг}/C$ для концентратов из горючих сланцев составило 0.023 и 0.034 соответственно. Сопоставление полученных значений со значениями $S_{орг}/C$ для керогена, выделенного из сланцев последовательной обработкой соляной и плавиковой кислотами, показало, что они близки и соответствуют низкосернистому ОВ. Согласно Orru [25], кероген, атомное отношение $S_{орг}/C$ которого превышает значение 0.04, относится к II-S-типу и характеризуется высоким содержанием сернистых органических структур, углеродный скелет которых связан с ке-

рогеном через сульфидные (полисульфидные) мостики [4]. Для керогена исследуемых горючих сланцев величина $S_{орг}/C$ не превышает 0.04 и соответствует II типу [1]. Высокое содержание общей серы, полученное для керогенов (см. таблицу), объясняется наличием пирита в его составе [8].

Данные по содержанию кислорода дают неоднозначный ответ об изменениях в процессе обработки NMP. Если высокое содержание кислорода в керогене пород могло быть обусловлено гипергенезом ОВ исходных проб, то после обработки отношение О/С остаётся в целом высоким и, возможно, объясняется как извлечением растворителем кислородсодержащих структур из ОВ углеродистых пород, так и остаточным эффектом растворителя, «захваченным» полученным концентратом.

Для керогена характерны более высокие значения атомного отношения Н/С, что свидетельствует о том, что его структура более насыщена алифатическими структурами, чем органическая масса концентратов.

Off-line-термолиз обеззоленного концентрата и керогена

Качественный анализ продуктов термолиза концентратов и керогена показал, что основными компонентами являются n-алканы и ароматические углеводороды ряда бензола, нафталина и фенантрена. В составе продуктов термолиза органических концентратов горючих сланцев, характеризующихся высокой сернистостью ОВ, также были идентифицированы n-алкилтиофены, 2-метил-5-n-алкилтиофены, метилбензо- и дибензотиофены.

Для оценки относительного вклада алифатических и ароматических структур в состав продуктов термолиза концентрата и керогена был произведён расчёт содержания суммы n-алканов, метилзамещённых нафталинов, фенантронов и серосодержащих органических соединений (СОС). Количественный расчёт компонентов продуктов термолиза представлен в таблице. Соотношение алифатических, ароматических и сероорганических компонентов, входящих в состав термолизата, дано на рис. 1.

Полученные в ходе термолиза расчёты свидетельствуют о том, при обработке NMP пород сланценосной толщи концентраты характеризуются однородным составом с преобладанием алифатических структур. Максимальный выход таких структур наблюдается в концентратах, полученных из сланца ($C_{орг} = 15.56\%$) и керогеновой глины ($C_{орг} = 6.53\%$). В концентратах горючих сланцев с $C_{орг}$ более 20 % алифатические структуры являются доминирующими, но их концентрации в 2–3 раза меньше относительно их менее углеродистых аналогов. В продуктах термолиза пробы 15-Э с минимальным значением $C_{орг}$ фиксируются низкие содержания n-алканов и фоновые концентрации ароматических компонентов. Среди ароматических классов соединений наибольший выход приходится на нафталины и сероорганические соединения, причём для экстрактов горючих сланцев с $C_{орг}$ выше 20 % СОС являются преобладающими.

Для более детального изучения структуры полученных экстрактов нами был проведен сравнительный анализ состава продуктов термолиза керогена, выделенного из пород с разным содержанием $C_{орг}$. Качественный состав термолизата исследуемых кере-

Характеристика обеззоленного концентрата, керогена углеродистых пород Айювинского месторождения и состава продуктов их термоллиза
 Characteristics of ash-free concentrate, kerogen of carbonaceous rocks of the Ayuvinskoye deposit and the composition of their thermolysis products

Параметр / Parameter	Экстракт / Extract					Кероген / Kerogen			
	7—э	11—э	13—э	15—э	16—э	A—1/5/1	A—1/7/1	A—1/9/1	A—1/9/3
Общая характеристика образцов / General characteristics of samples									
Литология Lithology	горючий сланец oil shale	глинистый горючий сланец clayey oil shale	горючий сланец oil shale	известковистая керогоновая глина calcareous kerogen clay	керогоновая глина kerogen clay	горючий сланец oil shale	горючий сланец oil shale	глинистый горючий сланец clayey oil shale	известковистая керогоновая глина calcareous kerogen clay
C _{орг} *, %	21.09	15.56	27.24	3.30	6.53	28.90	27.38	11.43	3.13
Выход экстракта, % Extract yield, %	24.6	7.3	38.0	6.6	6.6	—	—	—	—
Зольность, А, % Ash content, А, %	0.63	0.63	1.10	1.29	—	9.08	21.34	14.18	29.65
Данные элементного анализа / Element analysis data									
С, %	62.60	64.00	58.20	61.60	63.50	57.02	51.72	53.79	36.12
N, %	8.40	7.80	7.70	8.50	8.50	1.29	1.20	1.66	1.01
H, %	6.30	6.00	6.40	6.60	6.10	6.81	5.82	6.19	4.24
O, %	17.80	18.90	21.80	19.10	19.00	15.10	17.70	25.00	22.80
S, %	3.82	2.63	5.23	3.10	2.25	11.73	14.89	8.74	7.92
H/C	1.20	1.12	1.31	1.27	1.14	1.43	1.35	1.38	1.41
N/C	0.115	0.104	0.113	0.118	0.115	0.019	0.020	0.026	0.024
O/C	0.213	0.221	0.280	0.231	0.224	0.199	0.257	0.349	0.473
S/C	0.023	0.015	0.034	0.019	0.013	—	—	—	—
Данные термогравиметрического анализа / Gravimetric analysis data									
Т максимального разложения, °С** Т maximal decomposition, °С**	—	433	424	429	—	424—429	—	428—433	434
Результаты off-line термоллиза / Off-line thermolysis data									
n-алканы, мг/г C _{орг} n-alkanes, mg/g C _{орг}	0.51	1.64	0.27	0.10	0.89	1.63	1.21	2.52	2.51
алкилбензолы, мг/г C _{орг} alkylbenzenes, mg/g, C _{орг}	0.04	0.09	0.02	5.4·10 ⁻⁴	0.03	0.07	0.07	0.09	0.10
нафталины, мг/г C _{орг} naphthalenes, mg/g, C _{орг}	0.11	0.08	0.09	1.3·10 ⁻³	0.08	0.10	0.09	0.08	0.10
фенантрены, мг/г C _{орг} phenanthrenes, mg/g, C _{орг}	0.04	0.02	0.03	3.8·10 ⁻⁴	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
SOC***, мг/г C _{орг}	0.13	0.08	0.11	1.3·10 ⁻³	0.08	0.53	0.46	0.45	0.42

* содержание органического углерода определялось в исходной породе; ** максимум при ДТГ; *** SOC — сумма концентраций алкилтиофенов и бензотиофенов, мг/г C_{орг}

* content of organic carbon was determined in the original rock; ** maximum at DTG; *** SOC — sum of the concentrations of alkylthiophenes and benzothiophenes, mg/g C_{орг}

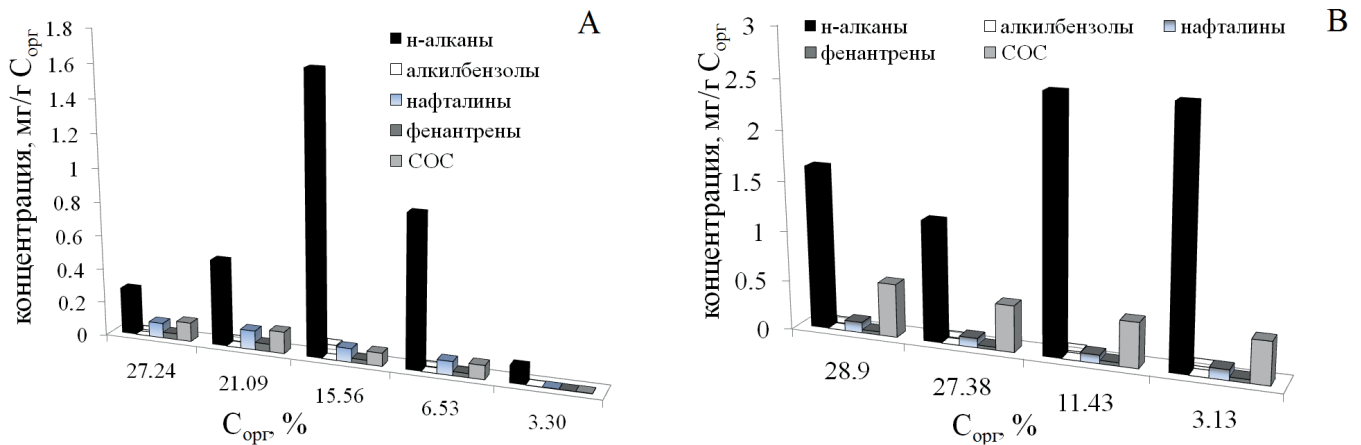


Рис. 1. Соотношение основных классов соединений в продуктах термоллиза концентрата (А) и керогена (В)

Fig. 1. The ratio of main classes of compounds in the composition of the pyrolysis products of the concentrate (A) and kerogen (B)

генов принципиально не отличается от состава продуктов термоллиза концентратов, за исключением наличия *n*-алкенов, обычно образующихся в ходе термического разрушения керогенов и связанных с вкладом алгаенановых фрагментов в структуру керогена [1, 18, 19]. Алгаенаны представляют собой негидролизуемые высокоалифатичные биомакромолекулы, состоящие в основном из *n*-алкильных структурных звеньев (вплоть до *n*-C₃₆) и связанные между собой через простые и/или сложноэфирные связи. Более специфичной структурой алгаенанового фрагмента обладает кероген кукурсита, в основе которого лежат *n*-алкилзамещенные звенья, связанные с резорцином через С–О-связи [21]. Считается, что они способны селективно сохраняться в осадках, несмотря на низкие концентрации в составе исходной биомассы (1–2 % на сухой вес биомассы).

Как правило, под воздействием высоких температур высокомолекулярные *n*-алканы распадаются в любом месте углеводородной цепи, образуя свободные радикалы, которые в дальнейшем подвергаются: 1) рекомбинации данных радикалов с образованием *n*-алкана, 2) диспропорционированию с образованием *n*-алкана и *n*-алкена и 3) дальнейшему распаду радикалов. Процесс образования *n*-алкенов в ходе термического воздействия алгаенанов связан с расщеплением связи «углерод — гетероатом ($-C-X-$)», характеризующейся более слабой энергией связи по сравнению с $C-C$, что приводит к единовременному образованию гомологической серии *n*-алканов и *n*-алкенов при термоллизе (рис. 2). Данный процесс также будет возникать при разрушении сложноэфирных и спиртовых структур, примыкающих к матрице керогена, дающих соответственно *n*-алканы и *n*-алкены [29]. Отсутствие *n*-алкенов в составе продуктов термоллиза концентратов может свидетельствовать о том, что в процессе обработки органическим растворителем NMP алгаенановые фрагменты не извлекаются, либо разрушение простых и сложноэфирных связей происходит уже на стадии обработки.

Количественный расчёт компонентов продуктов термоллиза керогена показал, что среди них доминирующими являются *n*-алканы, при этом их содержание выше, чем в полученных обеззоленных концентратах (рис 1, В). Это также подтверждается данными элементного анализа, где значения атомного отноше-

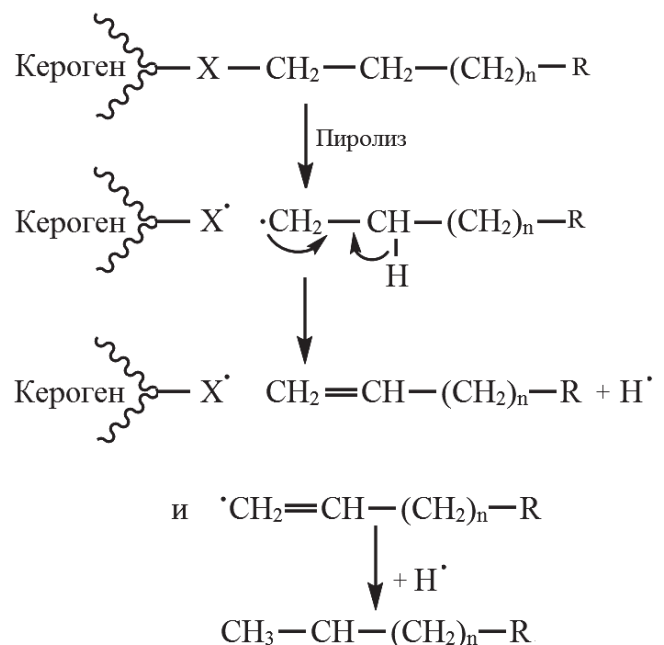


Рис. 2. Схема образования алкенов и алканов при термоллизе по [19]

Fig. 2. Scheme of the formation of alkenes and alkanes during pyrolysis by [19]

ния Н/С выше в керогене по сравнению с концентратом. Относительно содержания $C_{орг}$ в породе наблюдается та же закономерность, что и для полученных концентратов: из керогена, выделенного из горючих сланцев, генерируется меньше *n*-алканов, чем из керогена, выделенного из пород с меньшими значениями $C_{орг}$. Ранее исследования керогена из средневожских отложений Сысольского сланценосного района показали, что рост $C_{орг}$ в породе сопровождается снижением выхода *n*-алканов при термоллизе керогена, что связано со снижением вклада липидной составляющей при накоплении ОБ [5].

Среди ароматических компонентов продуктов термализации керогена наибольший выход достигается среди СОС. Их содержание в керогене почти в пять раз выше, чем в концентрате с соответствующим значением $C_{орг}$ (см. таблицу). Если рассматривать соотношение СОС и других ароматических классов соедине-

ний (нафталинов и фенантронов), то можно заключить, что при обработке NMP в одинаковой степени извлекаются и те и другие компоненты. Значения атомного отношения S/C, рассчитанное для концентратов, указывает на то, что больше сероорганических фрагментов переходит в растворимую часть при обработке NMP горючих сланцев, чем при обработке менее углеродистых пород, но в целом какой-либо определённой зависимости не наблюдается.

При сравнении состава термолизата гиперугля, полученного ранее из углей Печорского угольного бассейна, и концентрата из горючих сланцев установлено, что основное отличие состоит в извлечении преимущественно ароматических структур для угля и длинноцепочечных *n*-алкильных структур (*n*-алканов) — для горючих сланцев, что связано с особенностями строения исходного ОВ твёрдых горючих ископаемых (рис. 3).

Полученные результаты позволяют предполагать, что экстракция NMP с большей эффективностью переносит в состав концентратов преимущественно алифатические структуры, а эффективность переноса ароматических фрагментов несколько ниже.

Термогравиметрический анализ

Термогравиметрический анализ (ТГА) представляет собой метод, основанный на непрерывной регистрации зависимости изменения массы вещества от времени и температуры, что позволяет установить его термическую стабильность и получить общие представления о структуре исследуемого вещества. Нами были получены термогравиметрические и дифференциально-термогравиметрические (ДТГ) данные для керогенов и концентратов, выделенных из пород с разным содержанием $C_{орг}$. ТГ- и ДТГ-кривые представлены на рис 4.

Согласно полученным данным, ТГ-кривые для керогенов и концентратов принципиально не разнятся. Основное отличие состоит в более широком температурном интервале интенсивного разложения, характерном для обеззолённых концентратов, что может свидетельствовать о наличии остаточного растворителя. Основная потеря массы (более 50–60 %) как для керогенов, так и для концентратов происходит в ин-

тервале от 300 до 500 °С, пик приходится на 424–434 °С (см. таблицу). После 500 °С протекает так называемый пассивный термолиз, где происходит более длительный процесс разложения ОВ. В целом полученные кривые могут говорить о схожих структурных особенностях ОВ пород и концентратов.

Заключение

Таким образом, полученные результаты по выделению обеззолённых органических концентратов из разноуглеродистых сланцевых пород Айювинского месторождения показали, что выход продукта зависит от содержания органического углерода в породе: чем выше значения $C_{орг}$, тем выше выход. Наибольший выход концентрата характерен для горючих сланцев, где содержание $C_{орг}$ на породу составляет более 20 %. Результаты ТГА и ДТГ показали, что и для концентратов, и для соответствующих керогенов, представляющих ОВ пород, интенсивное разложение протекает практически в том же температурном интервале и достигает того же максимума, при этом основные потери массы и в том и другом случае составляют более 60 % в данном интервале. Это указывает на сходство структуры керогена и извлекаемой при экстракции полярным растворителем органической массы сланцевых пород. Исследования состава продуктов off-line-термолиза, проведённого при температуре 420 °С с последующим анализом термолизата методом хромато-масс-спектрометрии, показали, что в процессе обработки пород извлекаются структурные фрагменты, содержащие преимущественно *n*-алкильные звенья, при этом содержание ароматических компонентов невысокое. Это связано с особенностями строения исходного ОВ твёрдых горючих ископаемых, кероген которых относится к II типу и генерирует при термолизе преимущественно алифатические компоненты.

Полученные результаты позволяют полагать, что термическое растворение горючих сланцев в *N*-метилпирролидоне, приводящее к образованию высокоалифатичного беззольного продукта, может стать основой для создания новой эффективной технологии переработки этого пока недооценённого сырья.

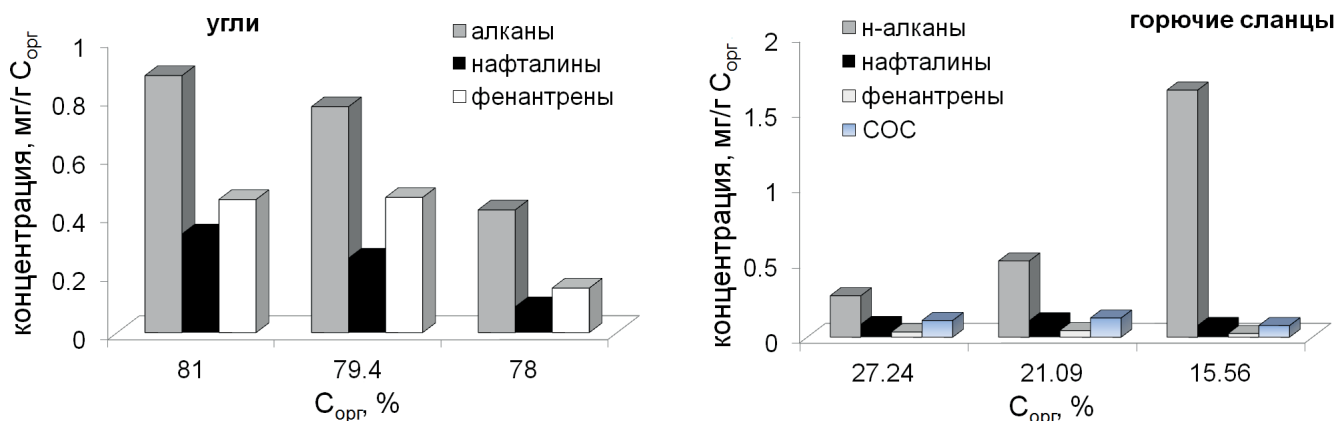


Рис. 3. Сопоставление состава продуктов термолиза гиперуглей Печорского угольного бассейна [2] и концентрата из горючих сланцев

Fig. 3. Comparison of the compositions of the pyrolysis products hypercoals of the Pechora coal basin [2], and the concentrate from oil shale

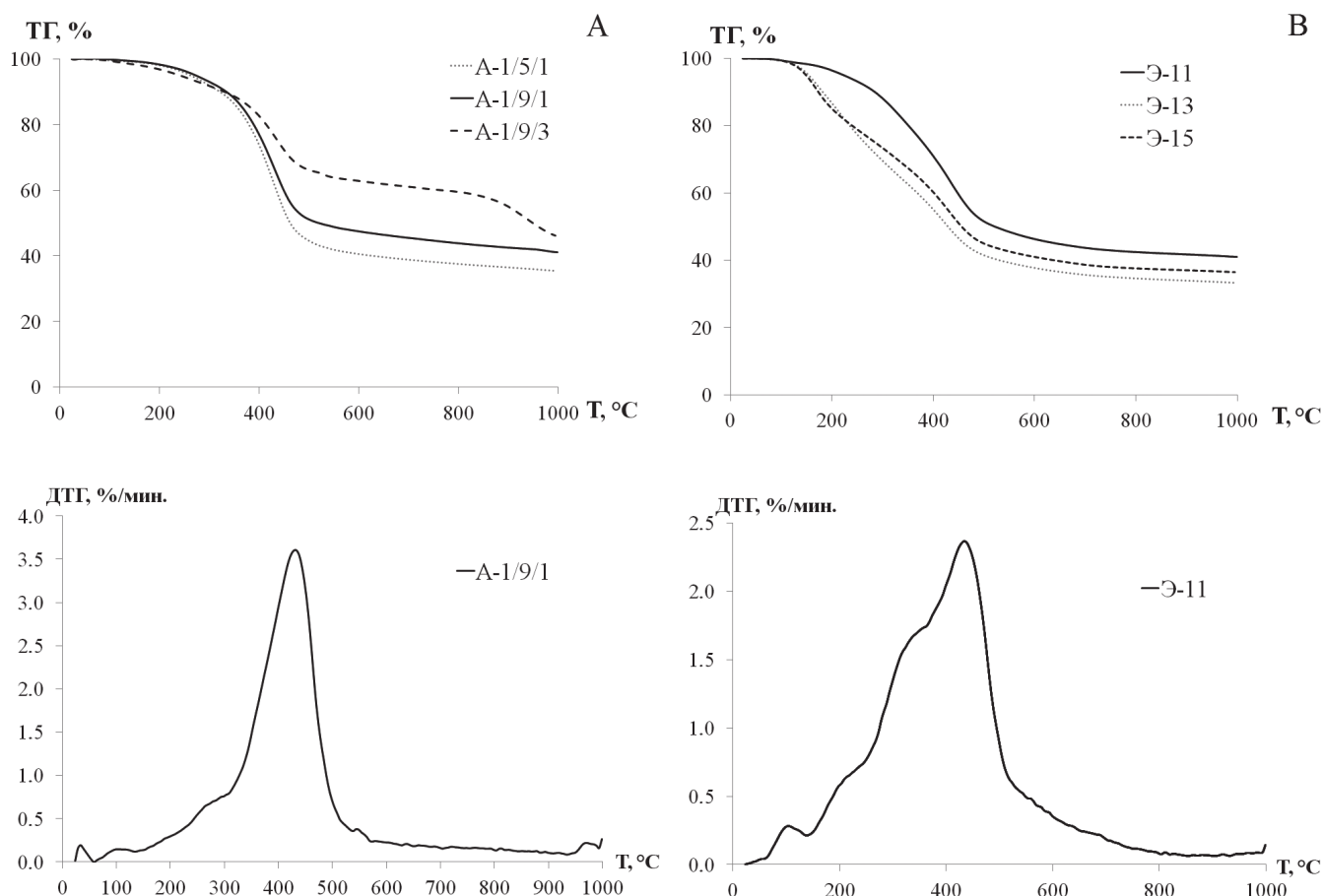


Рис. 4. Результаты ТГ (верх) и ДТГ (низ) исследований керогена (А) и концентрата (В)

Fig. 4. Data of TG (top) and DTG (bottom) studies of kerogen (A) and concentrate (B)

Исследования выполнялись на базе центров коллективного пользования оборудованием (ЦКП) УрО РАН «Геонаука», (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар), «Химия» (ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар).

Литература

1. Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А. Фрагмент химической структуры II и II-S-типов керогена верхнеюрских и верхнедевонских отложений Восточно-Европейской платформы // Геохимия. 2010. № 5. С. 525–537.
2. Бурдельная Н. С., Бурцев И. Н., Бушнев Д. А., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В. Анализ и характеристика обеззоленных углей Печорского угольного бассейна, полученных методом экстракции органическим растворителем // ДАН. 2017. Т. 477. № 6. С. 688–693.
3. Бурцев И. Н., Бушнев Д. А., Котик О. С., Кузьмин Д. В., Машин Д. О., Бурцева И. Г. Нетрадиционные источники углеводородного сырья Арктической зоны Европейского Северо-Востока России как основа развития новых отраслей промышленности // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2015. № 3(23). С. 71–78.
4. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Сериоорганические соединения верхнеюрской сланценовой толщи Сысольского района // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 4. С. 256–265.
5. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Химическая структура керогена и условия его формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 822–829.
6. Бушнев Д. А., Бурцев И. Н., Валяева О. В., Перовский И. А., Игнатъев Г. В., Бурдельная Н. С. Смола термолит-

за юрских сланцев из скважины 356 Чим-Лоптюжская // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 9. С. 15–19.

7. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В., Бурцев И. Н. Биомаркеры углей Интинского месторождения, выделение и анализ химической структуры гиперуглей // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 263. С. 23–30.

8. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Лыжов С. В., Бурцев И. Н. Органическое вещество горючих сланцев Айювинского месторождения // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2016. № 2(26). С. 53–58.

9. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Валяева О. В., Деревесникова А. А., Белый В. А. Химическая структура углей Воркутинского района и выделенных из них гиперуглей по данным аналитического термолитиза // Вестник ИГ Коми НЦ. 2018. № 284. С. 8–12.

10. Котик О. С., Шанина С. Н. Органическое вещество осадков и пород низких стадий литификации Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (углепетрография, битумоиды, аминокислоты) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 1. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2019/2_2019.html // https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2019.

11. Котик О. С., Салдин В. А., Валяева О. В. Органическое вещество верхнеюрских отложений Ижемского сланценового района Тимано-Печорского бассейна // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2020. № 6 (46). С. 96–107 (Науки о Земле).

12. Лыжов С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 139 с.

13. Льюров С. В., Селькова Л. А. Геолого-стратиграфическая характеристика Айювинского месторождения горючих сланцев // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 12. С. 3–5.
14. Сибикин Ю. Д., Сибикин М. Ю. Альтернативные источники энергии. М.: РадиоСофт, 2014. 248 с.
15. Успенский, В. А., Радченко О. А., Беляева Л. С. и др. Задачи и методологические приемы битуминологических исследований. Л.: Недра, 1986. 223 с.
16. Basiuk V., Gromovoy T., Golovaty V., Glukhov A. Mechanism of amino acid policondensation on silica and alumina surfaces // Origins of Life and Evolution of the Biosphere. 1991. № 20. P. 483–498.
17. Carter P. W. Adsorption of amino acids-containing organic matter by calcite and quartz // Geochimica and Cosmochimica Acta. 1978. V. 42. P. 1239–1242.
18. Gelin F., Boogers I., Noordeloos A. A. M., Sinninghe Damste J. S., Riegman R., de Leeuw J. Resistant biomacromolecules in marine microalgae of the classes Eustigmatophyceae and Chlorophyceae: Geochemical implications // Org. Geochem. 1997. V. 26. № 11/12. P. 659–675.
19. Khaddor M., Ziyad M., Joffre J., Ambles A. Pyrolysis and characterization of the kerogen from the Moroccan Youssoufia rock phosphate // Chemical Geology. 2002. № 186. P. 17–30.
20. Koyano K., Takanohashi T., Saito I. Estimation of the extraction yield of coals by a simple analysis // Energy & Fuels. 2011. V. 25. P. 2565–2571.
21. Lille, U., Heinmaa I., Pekk T. Molecular model of Estonian kukersite kerogen evaluated by ^{13}C MAS NMR spectra // Fuel. 2003. No. 82. P. 799–804.
22. Mongenot Th., Riboulleau A., Garcette-Lepecq A. et al. Occurrence of proteinaceous moieties in S- and O-rich Late Tithonian kerogen (Kashpir oil Shales, Russia) // Organic Geochemistry. 2001. V. 32. P. 199–203.
23. Nguyen R. T., Harvey H. R. Protein preservation during early diagenesis in marine waters and sediments // In: Stankiewicz B. A., van Bergen P. F., (Eds.), Nitrogen-containing Macromolecules in the Bio- and Geosphere. ACS Symposium Series 707, 1998. P. 89–112.
24. Okuyama N., Komatsu N., Shigehisa T., Kaneko T., Tsuruya S. Hyper-coal process to produce the ash-less coal // Fuel Processing Technology. 2004. V. 85. P. 947–967.
25. Orr W. L. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils // Organic Geochemistry. 1986. V. 10. P. 499–516.
26. Shui H., Zhou Y., Li H., Wang Z., Lei Z., Ren S., Pan C., Wang W. Thermal dissolution of Shenfu coal in different solvents // Fuel. 2013. V. 108. P. 385–390.
27. Takanohashi T., Yanagida T., Iino M., Mainwaring D. E. Extraction and swelling of low-rank coals with various solvents at room temperature // Energy & Fuels. 1996. V. 10. P. 1128–1132.
28. Takanohashi T., Shishido T., Kawashima H., Saito I. Characterisation of HyperCoals of various ranks // Fuel. 2008. V. 87. P. 592–598.
29. Van de Meent D., Brown S. C., Philp R. P. Pyrolysis high resolution gas chromatography and pyrolysis gas chromatography/mass spectrometry of kerogens and kerogen precursors // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. V. 44. P. 999–1013.
- onskikh otlozheniy Vostochno-Yevropeyskoy platformy (Fragment of the chemical structure of type II and II-S kerogen in the Upper Jurassic and Upper Devonian formations of the East European Platform). Geochemistry International, 2010, V. 48, No. 5, pp. 492–504.
2. Burdel'naya N. S., Burtsev I. N., Bushnev D. A., Kuzmin D. V., Mokeyev M. V. *Analiz i karakteristika obezvolennykh uglej Pechorskogo ugolnogo bassejna, poluchennykh metodom ekstrakcii organicheskim rastvoritelem* (Analysis and characteristics of de-ash free coals of the Pechorsk coal pool obtained by the method of extraction with organic solvent). Doklady Earth Sciences, 2017, V. 477, No. 6, pp. 688–693.
3. Burtsev I. N., Bushnev D. A., Kotik O. S., Kuzmin D. V., Mashin D. O., Burtseva I. G. *Netradicionnye istochniki uglevodornogo syrya Arkticheskoy zony Evropeyskogo severo-vostoka Rossii kak osnova razvitiya novykh otraslej promyshlennosti* (Non conventional sources of hydrocarbons raw materials of the Arctic area of the European northeast of Russia as the basis for development of new industries). Proceedings of Komi Scientific Center UB RAS, 2015, No. 3(23), pp. 71–78.
4. Bushnev D. A., Burdel'naya N. S. *Seroorganicheskiye soyedineniya verkhneyurskoy slantsenosnoy tolshchi Sysolskogo rayona* (Organic sulfur compounds from the Upper Jurassic shale-bearing strata of the Sysola region). Petroleum Chemistry, 2003, V. 43, No. 4, pp. 230–239.
5. Bushnev D. A., Burdel'naya N. S. *Khimicheskaya struktura kerogena i usloviya yego formirovaniya* (Kerogen: chemical structure and formation conditions). Russian Geology and Geophysics, 2009, V. 50, No. 7, pp. 638–643.
6. Bushnev D. A., Burtsev I. N., Valyaeva O. V., Perovskiy I. A., Ignatiev G. V., Burdel'naya N. S. *Smola piroliza yurskikh slancev iz skvazhiny 356 Chim-Loptyugskaya* (Pyrolysis tar of Jurassic Shales from borehole 356 Chim-Loptyugskaya). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2014, No. 9, pp. 15–19.
7. Bushnev D. A., Burdel'naya N. S., Kuzmin D. V., Mokeyev M. V., Burtsev I. N. *Biomarkery uglej Intinskogo mestorozhdeniya, vydelenie i analiz himicheskoy struktury giperuglej* (Biomarkers of Inta Coal Deposit, isolation and analysis of chemical structure of hypercoals). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2016, No. 263, pp. 23–30.
8. Bushnev D. A., Burdel'naya N. S., Lyyurov S. V., Burtsev I. N. *Organicheskoe veshchestvo goryuchih slancev Ajyuvinskogo mestorozhdeniya* (The organic matter of Aiyuvinsky oil shale deposit). Proceedings of Komi Scientific Center UB RAS, 2016, No. 2(26), pp. 53–58.
9. Bushnev D. A., Burdel'naya N. S., Kuzmin D. V., Valyaeva O. V., Derevesnikova A. A., Belyy V. A. *Himicheskaya struktura uglej Vorkutinskogo rajona i vydeleniy iz nih giperuglej po dannym analiticheskogo piroliza* (Chemical structure of coals of Vorkuta Region and hypercoals by the data of analytic pyrolysis). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2018, No. 284, pp. 8–12.
10. Kotik O. S., Shanina S. N. *Organicheskoe veshchestvo osadkov i porod nizkih stadij litifikatsii Timano-Pechorskogo neftegazonosnogo bassejna (uglepetrografiya, bitumoidy, aminokisloty)* (Organic matter belonging to the low degree lithified rocks from the Timan-Pechora petroleum basin (coal petrography, bitumoids, amino acids)). Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika, 2019, V. 14. No. 1. http://www.ngtp.ru/rub/2019/2_2019.html // https://doi.org/10.17353/2070-5379/2_2019.
11. Kotik O. S., Saldin V. A., Valyaeva O. V. *Organicheskoe veshchestvo verkhneyurskikh otlozheniy Izhemskogo slancenosnogo rajona Timano-Pechorskogo bassejna* (Organic matter of the Upper Jurassic deposits of the Izhma shale-bearing region of

References

1. Burdel'naya N. S., Bushev D. A. *Fragment khimicheskoy struktury II i II-S tipov kerogena verkhneyurskikh i verkhnedev-*



the Timan-Pechora basin). Proceedings of Komi Scientific Center UB RAS, series «Earth Sciences», 2020, No. 6 (46), pp. 96–107.

12. Lyyurov S. V. *Yurskie otlozheniya severa Russkoj plity* (Jurassic deposits of the north of the Russian plate.). Yekaterinburg: UB RAS, 1996, 139 p.

13. Lyyurov S. V., Selkova L. A. *Geologo-stratigraficheskaya harakteristika Ajuvinskogo mestorozhdeniya goryuchih slancev* (Geological and stratigraphic characteristics of the Ayuviniskoye oil shale deposit). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2008, No. 12, pp. 3–5.

14. Sibikin Yu. D., Sibikin M. Yu. *Alternativnye istochniki energii* (Alternative energy sources). Moscow: RadioSoft, 2014, 248 p.

15. Uspenskij, V. A., Radchenko O. A., Belyaeva L. S. et al. *Zadachi i metodologicheskie priemy bituminologicheskikh issledovanij* (Tasks and methodological techniques of bituminological research). Leningrad: Nedra, 1986, 223 p.

16. Basiuk V., Gromovoy T., Golovaty V., Glukhov A. Mechanizm of amino acid policondensation on silica and alumina surfaces. Origins of Life and Evolution of the Biosphere, 1991, No. 20, pp. 483–498.

17. Carter P. W. Adsorption of amino acids-containing organic matter by calcite and quartz. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, V. 42, pp. 1239–1242.

18. Gelin F., Boogers I., Noordeloos A. A. M., Sinninghe Damste J. S., Riegman R., de Leeuw J. Resistant biomacromolecules in marine microalgae of the classes Eustigmatophyceae and Chlorophyceae: Geochemical implications. Org. Geochem., 1997, V. 26, No. 11/12, pp. 659–675.

19. Khaddor M., Ziyad M., Joffre J., Ambles A. Pyrolysis and characterization of the kerogen from the Moroccan Youssoufia rock phosphate. Chemical Geology, 2002, No. 186, pp. 17–30.

20. Koyano K., Takanohashi T., Saito I. Estimation of the extraction yield of coals by a simple analysis. Energy & Fuels, 2011, V. 25, pp. 2565–2571.

21. Lille, U., Heinmaa I., Pehk T. Molecular model of Estonian kukersite kerogen evaluated by ^{13}C MAS NMR spectra. Fuel, 2003, No. 82, pp. 799–804.

22. Mongenot Th., Riboulleau A., Garcette-Lepecq A. et al. Occurrence of proteinaceous moieties in S- and O-rich Late Tithonian kerogen (Kashpir oil Shales, Russia). Organic Geochemistry, 2001, V. 32, pp. 199–203.

23. Nguyen R. T., Harvey H. R. Protein preservation during early diagenesis in marine waters and sediments. In: Stankiewicz B. A., van Bergen P. F., (Eds.), Nitrogen-containing Macromolecules in the Bio- and Geosphere. ACS Symposium Series 707, 1998, pp. 89–112.

24. Okuyama N., Komatsu N., Shigehisa T., Kaneko T., Tsuruya S. Hyper-coal process to produce the ash-less coal. Fuel Processing Technology, 2004, V. 85, pp. 947–967.

25. Orr W. L. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. Organic Geochemistry, 1986, V. 10, pp. 499–516.

26. Shui H., Zhou Y., Li H., Wang Z. Lei Z., Ren S., Pan C. Wang W. Thermal dissolution of Shenfu coal in different solvents. Fuel, 2013, V. 108, pp. 385–390.

27. Takanohashi T., Yanagida T., Iino M., Mainwaring D. E. Extraction and swelling of low-rank coals with various solvents at room temperature. Energy & Fuels, 1996, V. 10, pp. 1128–1132.

28. Takanohashi T., Shishido T., Kawashima H., Saito I. Characterisation of HyperCoals of various ranks. Fuel, 2008, V. 87, pp. 592–598.

29. Van de Meent D., Brown S. C., Philp R. P. Pyrolysis high resolution gas chromatography and pyrolysis gas chromatography/mass spectrometry of kerogens and kerogen precursors. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1980, V. 44, pp. 999–1013.

Received / Поступила в редакцию 29.09.2021

Исследование цеолитсодержащих кремнистых пород Дагестана для получения минеральной добавки в цемент

А. Р. Юсупов, С. А. Мамаев, З. А. Юсупов, А. С. Мамаев

Институт геологии ДФИЦ РАН, Махачкала

dangeogis@mail.ru

Широкое распространение на территории Республики Дагестан имеют кремнисто-карбонатные породы, в которых суммарное содержание цеолитов и опал-кристобалит-тридимитовой фазы (ОКТ) превышает 45 %, а содержание кальцита выше 30 %. Породы, слагающие полезную толщу (по крайней мере, ее большую часть), литологически соответствуют известнякам опоковидным и сильнокремнеземистым, цеолитсодержащим (10–15 % цеолитов) и цеолитовым (40 % и более), слабокварцованным и слабоглинистым. Однако от чистых известняков их отличает низкое значение собственно кальцитовых части — зачастую менее 50 %. Поэтому в данном случае разрез полезной толщи определяется как «сложенный кремнисто-карбонатными цеолитсодержащими породами». Такие породы в соответствии с результатами лабораторно-технологических исследований рассматриваются как сырье для производства строительных материалов. Цеолитсодержащие породы пригодны для использования в качестве добавки в портландцемент, что позволит экономить цементный клинкер в процессе производства и улучшить качество цемента.

Поисковые работы на цеолиты и цеолитсодержащие породы на Левашинской (Левашинский район) и Рубасчайской (Табасаранский и Кайтагский районы) площадях Нагорного Дагестана выполнены Нерудной партией ОАО «Севкавгеология» в 2007–2009 гг. Ресурсы кремнистых цеолитсодержащих пород составляют по категории P_1 — 49.308 млн т, по категории P_2 — 69.470 млн т. Прогнозные ресурсы, их лабораторно-технологические свойства (физико-химические, химические, технологические) свидетельствуют о возможности создания прочной минерально-сырьевой базы и строительства крупных комплексов по добыче и переработке цеолитов и кремнистых пород в Левашинском (Левобережный и Правобережный участки) и Табасаранском (участок «Дюбек») районах Республики Дагестан.

Ключевые слова: кремнистые породы, карбонатные породы, опал-кристобалит-тридимит, цеолиты, зеленые мергели, пласт, цемент, Левашинская площадь.

Study of zeolite-containing silicon rocks of Dagestan for obtaining a mineral additive to cement

A. R. Yusupov, S. A. Mamaev, Z. A. Yusupov, A. S. Mamaev

Institute of Geology, DPRC RAS, Makhachkala

Siliceous-carbonate rocks are widespread on the territory of the Republic of Dagestan, in which the total content of zeolites and opal-cristobalite-tridymite phase (OCT) exceeds 45 %, and the content of calcite is above 30 %. The rocks, composing a productive stratum (at least, most of it), lithologically correspond to opoka-like and highly siliceous limestones, zeolite-containing (10–15 %) and zeolite (40 % or more), weakly quartz and weakly clayey. However, they are distinguished from pure limestones by a low value of actual calcite part — often less than 50 %. Therefore, in this case, the section of the productive strata is defined as «folded by siliceous-carbonate zeolite-containing rocks.» Such rocks, in accordance with the results of laboratory and technological study, are considered as raw materials for the production of building materials. Zeolite-containing rocks are suitable for use as an additive in Portland cement, which will save cement clinker in the production process and improve the quality of cement.

Prospecting works for zeolites and zeolite-containing rocks in the Levashinskaya (Levashinsky district) and Rubaschayskaya (Tabasaran and Kaitagsky districts) areas of Mountainous Dagestan were carried out by the non-metallic party of JSC Sevkaevgeologiya in 2007–2009. The resources of siliceous zeolite-containing rocks are in the P_1 category — 49.308 million tons, in the P_2 category — 69.470 million tons. The predicted resources, their laboratory and technological properties (physicochemical, chemical, technological) indicate the possibility of creating a solid mineral resource base and construction of large complexes for the extraction and processing of zeolites and siliceous rocks in Levashinsky (Levoberezhny and Pravoberezhny areas) and Tabasaran (Dyubek area) regions of the Republic of Dagestan.

Keywords: Siliceous rocks, carbonate rocks, opal-cristobalite-tridymite, zeolites, green marls, reservoir, cement, Levashinskaya area.

Введение

В настоящее время цеолиты и цеолитсодержащие кремнистые породы находят широкое применение в промышленности, сельском хозяйстве, здравоохранении, охране окружающей среды, производстве нетрадиционных видов высококачественных строительных, изоляционных и иных материалов, а также в качестве

минеральной добавки в цементной промышленности. Компании по добыче цеолитсодержащего сырья, созданные в последние годы, разрабатывают собственные технические условия для каждого вида цеолитовой продукции [1, 9, 10].

Опал-кристобалит-тридимитовая фаза существенно влияет на технологические свойства, качество це-

Для цитирования: Юсупов А. Р., Мамаев С. А., Юсупов З. А., Мамаев А. С. Исследование цеолитсодержащих кремнистых пород Дагестана для получения минеральной добавки в цемент // Вестник геонаук. 2021. 10(322). С. 42–46. DOI: 10.19110/geov.2021.10.5.

For citation: Yusupov A. R., Mamaev S. A., Yusupov Z. A., Mamaev A. S. Study of zeolite-containing silicon rocks of Dagestan for obtaining a mineral additive to cement. Vestnik of Geosciences, 2021, 10(322), pp. 42–46, doi: 10.19110/geov.2021.10.5.



олитового сырья и возможные области его применения [8].

Современные технологии при использовании цеолитсодержащих пород в цементной промышленности в основном заключаются в измельчении этих пород совместно с клинкером в шаровых мельницах [10, 11].

Проблема создания минерально-сырьевой базы цеолитов в европейской части России весьма актуальна. Одной из наиболее перспективных с геологической точки зрения является территория Северного Кавказа и юга Русской платформы [2, 3].

Кремнистые породы опал-кристобалит-тридимитового (ОКТ) состава с содержанием цеолитов (10–50 %) развиты на Левашинском и Рубасчайском участках Республики Дагестан (РД) [4–6]. На других участках региона такие породы проявлены в ограниченном объеме. Впервые эти породы Дагестана нами рассматриваются как сырье для цементной промышленности. Это имеет большое значение для республики и других регионов России при современном растущем объеме строительства разных зданий и сооружений.

Исходя из того, что породы Левашинского и Рубасчайского участков имеют схожий состав, нами рассматривается только один из этих участков — Левашинский, с которого были отобраны пробы для оценки перспектив в цементной промышленности.

Краткий геологический очерк

На Левашинской площади РД (рис. 1) продуктивный горизонт занимает нижнюю-среднюю кремнисто-карбонатную часть разреза толщи зеленых мергелей (палеоген). Верхняя часть толщи характеризуется переслаиванием в разной степени кремнистых и глинистых известняков и мергелей, а в нижележащих толщах и свитах они полностью отсутствуют [7].

На Левобережном участке Левашинской площади, на доступных для открытой разработки глубинах (50 м) толща зеленых мергелей содержит три пласта, сложенных цеолитистыми и кремнистыми породами [8].

Поисковые работы на цеолиты и цеолитсодержащие породы на Левашинской (Левашинский район) и Рубасчайской (Табасаранский и Кайтагский районы) площадях Нагорного Дагестана выполнены Нерудной партией ОАО «Севкавгеология» в 2007–2009 гг. Подсчитаны ресурсы кремнистых цеолитсодержащих пород: по категории P_1 — 49.308 млн т, по категории P_2 — 69.470 млн т (Поисковые работы на цеолиты и цеолитсодержащие кремнистые породы на Левашинской и Рубасчайской площадях Нагорного Дагестана: Отчет / 2009. М. М. Курбанов).

Первый пласт зафиксирован в скважинах, пробуренных при поисковых работах в приповерхностной части площади. Предполагается, что основная часть пласта денудирована и он сохранился лишь на ограниченной территории. Пласт сложен преимущественно кремнисто-карбонатной породой.

Второй пласт залегает на глубине от 3 до 70 м от поверхности (в зависимости от глубины эрозионного среза на локальных участках). Он локализуется преимущественно в кремнисто-карбонатных породах и вскрыт в 11 скважинах. Цеолиты в количестве от 10 до 46 % установлены во всех скважинах. Содержание ОКТ

колеблется в пределах 13–37 %, кальцита — 17–54 % (Поисковые..., 2009).

Во всех скважинах установлено оруденение, удовлетворяющее предельным параметрам (суммарное содержание цеолитов и ОКТ выше 45 %). Практически все прогнозные ресурсы сырья Левобережного участка (30 млн т) сосредоточены в этом пласте (Поисковые..., 2009).

Третий пласт вскрыт 6 скважинами. В двух скважинах вскрыты породы с содержанием цеолитов 15–25 %. Содержание ОКТ — 22–38 %, кальцита — 36–46 %. В остальных скважинах ни по одной из линий пересечения не установлено оруденение.

Объекты и методы исследования

Для проведения лабораторно-технологических испытаний предоставлены четыре пробы кремнистого сырья участка «Леваши» Республики Дагестан (№ 1–4) для определения возможности их применения в качестве активной минеральной добавки в цемент. Содержание ОКТ-фазы и цеолитов составляет соответственно 39, 41, 59 и 31 %.

Аналитические исследования цеолитсодержащих и вскрышных пород (рентгенографический количественный фазовый анализ, химический анализ с определением аморфного SiO_2 , дифференциально-термический анализ) выполнены ФГУП «ЦНИИГеолнеруд».

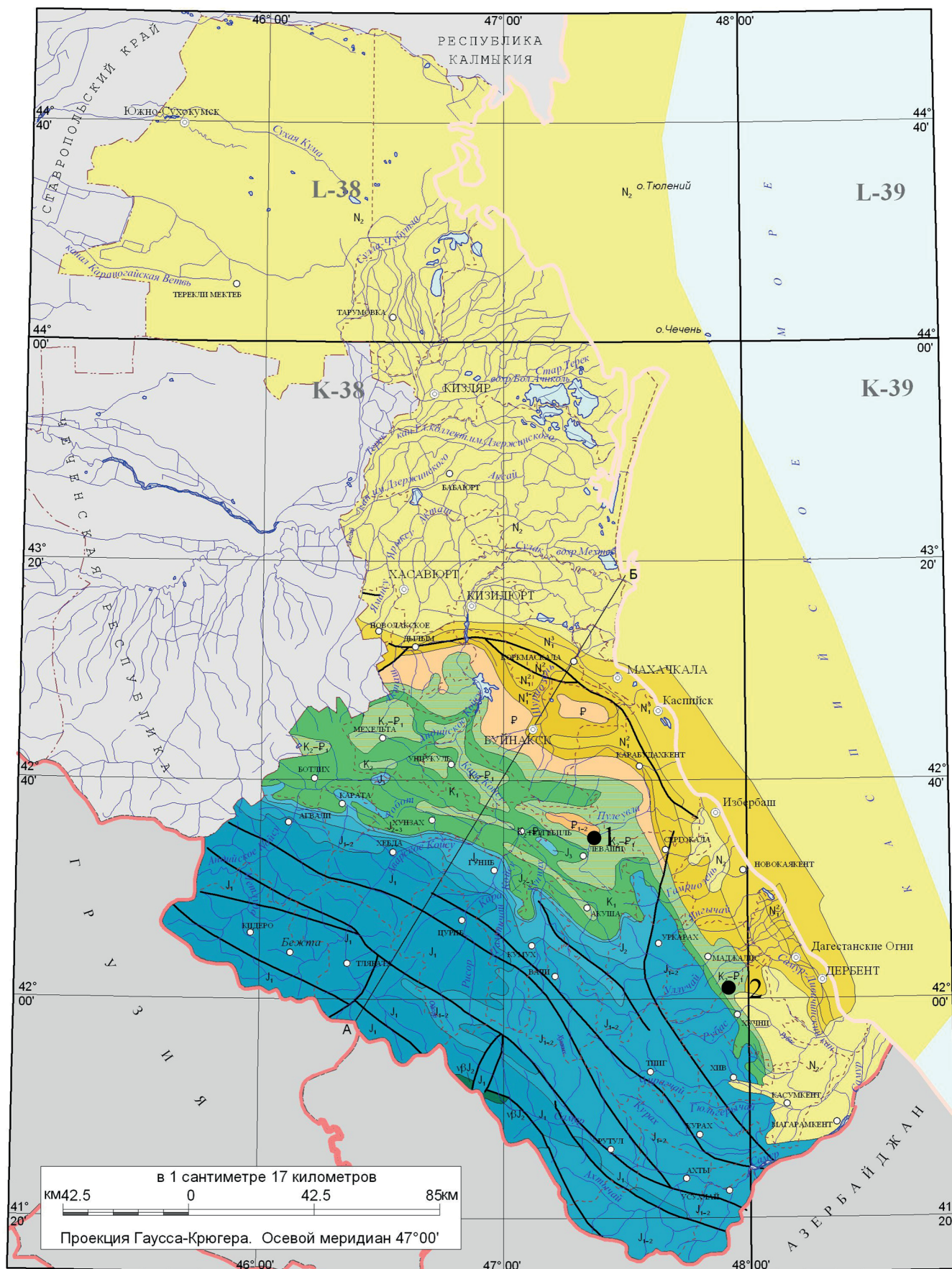
Для проведения лабораторно-технологических испытаний пробы были предварительно раздроблены на щековой дробилке ДГЩ 100 × 60 до размера частиц менее 5 мм, усреднены и высушены в сушильном шкафу марки СНОЛ 2.5 × 2.5 × 2.5/2 при температуре 100–105 °C в течение 12 часов. Последующее тонкое измельчение (помол) производилось в центробежном истирателе ЦИ-200 до полного прохождения частиц через сито № 008 с точностью до 0.1 %.

Подготовленные пробы кремнистых пород вводились в товарный бездобавочный портландцемент марки 400 в количестве 10, 20 и 30 %. По стандартной методике изготавливались лабораторные цементные образцы и определялись прочностные характеристики [8, 11].

Для исследуемых проб кремнисто-цеолитистых пород была оценена активность по прочности в соответствии с методикой, приведенной в ГОСТ 25094-94 «Добавки активные минеральные для цементов. Методы для испытаний». Активность минеральной добавки определялась статистической оценкой значимости различий прочности при сжатии образцов с добавкой и образцов с песком. Критерий Стьюдента (или t-критерий) рассчитывали по пределу прочности при сжатии.

Результаты и их обсуждение

В результате проведенных исследований определено, что наибольший прирост прочности для проб № 1 и 2 достигается при содержании добавки 10 % (прочность при сжатии увеличилась соответственно на 10.6 и 6.6); для проб № 3 и 4 — при содержании добавки 20 % (прочность при сжатии увеличилась соответственно на 11.8 и 7.2 %). Добавка в цемент материала пробы № 3 увеличивает его марку с 400 до 550.



● 1. Участок «Леваши» / Levashi area ● 2. Участок «Дюбек» / Dyubek area

Рис. 1. Геологическая карта Дагестана

Fig. 1. Geological map of Dagestan



Таким образом, повышение марочности цемента до значения 550 достигнуто при добавлении в него породы с наибольшим значением кремнеземистости (59 % у пробы № 3) в количестве 20 %. Добавка материала проб № 1, 2 и 4 с суммой цеолита и ОКТ 31–41 % позволяет получить цемент с наибольшей маркой — 500. Результат испытаний закономерен, поскольку марка цемента напрямую зависит от содержания вводимой в него добавки активных фаз цеолит-опал-кристобалит-тридимита.

Эмпирически установленное (табличное) значение *t*-критерия равно 2.07. При меньшем значении критерия добавка считается не прошедшей испытания, а выше — выдержавшей испытания на активность по прочности. Рассчитанное нами значение *t*-критерия для всех проб составляет 52.21–73.90. Поскольку значения *t*-критерия для всех проб также больше 15.00 (в соответствии с ГОСТ 310.4-81 — минимальная величина критерия, допускающая не проводить испытания по определению водостойкости), определение этих параметров не проводилось.

Закключение

Прогнозные ресурсы, их лабораторно-технологические свойства (физико-химические, химические, технологические) свидетельствуют о возможности создания прочной минерально-сырьевой базы и строительства крупных комплексов по добыче и переработке цеолитов и кремнистых пород в Левашинском (Левобережный и Правобережный участки) и Табасаранском (участок «Дюбек») районах Республики Дагестан.

Таким образом, кремнистые породы участка «Леваши» пригодны для использования в качестве добавки в портландцемент, что позволит экономить цементный клинкер в процессе производства и улучшить качество самого цемента.

Вывод о пригодности использования цеолит-кремнистого сырья участка «Леваши» в цементной промышленности сделан на основании испытаний проб, которые отражают его состав по блоку подсчета запасов. Данный вывод с уверенностью можно распространить на кремнистые породы в пределах Левашинской и Дюбекской площадей, поскольку по качеству (содержанию ОКТ-фазы и цеолитов) они соответствуют испытываемым породам и даже их превосходят.

Литература

1. Конюхова Т. П., Дистанов У. Г. Технологическая классификация смешанных кремнистых цеолитсодержащих пород // Разведка и охрана недр. 2000. № 9. С. 45–46.
2. Хардинов А. Э. Цеолиты Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 2005. 224 с.
3. Хардинов А. Э., Бойко Н. И., Агарков Ю. В. Цеолиты Восточного Предкавказья и перспективы их практического использования // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. № 6. 1992. С. 86–91.
4. Юсупов А. Р., Мацапулин В. У., Гладких Н. А., Исаков С. И. Урминская синклиналь: вопросы происхождения и полезные ископаемые // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск 52. 2008. С. 40–43.

5. Юсупов А. Р., Черкашин В. И., Алхулаев К. Г. Геолого-генетическая и прогнозно-поисковая модель месторождения цеолитов и цеолитсодержащих пород Нагорного Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2015. Вып. 64. С. 132–137.

6. Юсупов А. Р., Черкашин В. И., Мацапулин В. У. Экспозиция кремней музея Института геологии ДНЦ РАН // Альманах-7. Музеи Российской академии наук. М.: Научный мир, 2007. С. 23–28.

7. Гусейханов С. М., Юсупов А. Р., Абдуллаев М. Ш., Черкашин В. И. Геологическое строение юго-восточной части Горного Дагестана // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2016. № 66. С. 34–40.

8. Талпа Б. В., Агарков Ю. В., Бардин Ю. Ю. Кремнистые породы — новая сырьевая база стройиндустрии Северного Кавказа // Разведка и охрана недр. 1992. № 11. С. 12–14.

9. Sandberg J. The effect of 4 alkanolamines on pore water composition and strength development of mortar // Proc. of the 12 th Intern. Congress on the Chemistry of Cement, p. 486–496.

10. Perez J., Nonat A., Garaffault-Gauffinet S., et al. Influence of triisopropanolamine on the physico-chemical and mechanical properties of pure cement pastes and mortars // Proc. of the 12th Intern. Congress on the Chemistry of Cement. Montreal, 2007, p. 454–464.

11. Unland G., Meltke K., Popov O., et al. Assessment of the grindability of cement clinker. Part 2 // Cement International, 2003. № 2, p. 55–63.

References

1. Konyukhova T. P., Distanov U. G. *Tekhnologicheskaya klassifikatsiya smeshannykh kremnistykh tseolitsoderzhashchikh porod* (Technological classification of mixed siliceous zeolite-containing rocks). Exploration and conservation of mineral resources, 2000, No. 9, pp. 45–46.
2. Hardikov A. E. *Tseolity Severnogo Kavkaza* (Zeolites of the North Caucasus). Rostov on Don: Publishing house of Rostov University, 2005, 224 p.
3. Hardikov A. E., Boyko N. I., Agarkov Yu. V. *Tseolity Vostochnogo Predkavkazyia i perspektivy ikh prakticheskogo ispol'zovaniya* (Zeolites of the Eastern Ciscaucasia and the prospects for their practical use). Proceedings of higher educational inst. Geology and exploration. No. 6, 1992, pp. 86–91.
4. Yusupov A. R., Matsapulin V. U., Gladkikh N. A., Isakov S. I. *Urminskaya sinklinal': voprosy proiskhozhdeniya i poleznyye iskopayemye* (Urma syncline: questions of origin and minerals). Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. Issue 52, 2008, pp. 40–43.
5. Yusupov A. R., Cherkashin V. I., Alkhulaev K. G. *Geologo-geneticheskaya i prognozno-poiskovaya model mestorozhdeniya tseolity i tseolitsoderzhashchikh porod Nagornogo Dagestana* (Geological-genetic and predictive-prospecting model of the deposit of zeolites and zeolite-containing rocks of Mountainous Dagestan). Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. Issue 64, Makhachkala, 2015, pp. 132–137.
6. Yusupov A. R., Cherkashin V. I., Matsapulin V. U. *Ekspozitsiya kremney muzeya Instituta geologii DNTS RAN* (Exposition of flints of the Museum of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences). Almanac-7. Museums of the Russian Academy of Sciences. Moscow: Scientific world, 2007, pp. 23–28.



7. Guseikhanov S. M., Yusupov A. R., Abdullaev M. Sh., Cherkashin V. I. *Geologicheskoye stroeniye yugo-vostochnoy chasti Gornogo Dagestana* (Geological structure of the southeastern part of Mountainous Dagestan). Proceedings of the Institute of Geology of the Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2016, No. 66, pp. 34–40.

8. Talpa B. V., Agarkov Yu. V., Bardin Yu. Yu. *Kremnistyye porody — novaya syryevaya baza stroyindustrii Severnogo Kavkaza* (Siliceous rocks — a new raw material base for the construction industry of the North Caucasus). Exploration and protection of mineral resources. No. 11, 1992, pp. 12–14.

9. Sandberg J. The effect of 4 alkanolamines on pore water composition and strength development of mortar. Proc. of the 12th Intern. Congress on the Chemistry of Cement, Montreal, 2007, p. 486–496.

10. Perez J., Nonat A., Garaffault-Gauffinet S., et al. Influence of triisopropanolamine on the physico-chemical and mechanical properties of pure cement pastes and mortars. Proc. of the 12th Intern. Congress on the Chemistry of Cement, Montreal, 2007, pp. 454–464.

11. Unland G., Meltke K., Popov O., et al. Assessment of the grindability of cement clinker. Part 2. Cement International, 2003, No. 2, pp. 55–63.

Received / Поступила в редакцию 26.08.2021



Геологический музей ухтинского филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ» Geological Museum of the Ukhta branch of OOO «Gazprom VNIIGAZ»

Serious attention is today being paid to the creation of corporate museums. On the one hand, it provides an excellent opportunity to tell about the history, successes and achievements of a company. On the other hand, such a museum is an effective tool for communication with various groups of the public. It should be understood that a corporate museum has a certain framework conditioned by specifics of the company activities. Therefore, it is very difficult for a corporate museum to compete with similar departmental, state and private collections. To be interesting to people, the museum must seek new forms of interaction and speak the same language with visitors. In this regard, the experience of the corporate geological museum of the Ukhta branch of OOO «Gazprom VNIIGAZ», which is currently actively working in the urban socio-cultural space, is interesting.

Геологический музей является важным элементом структуры ухтинского филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ», деятельность которого охватывает все звенья производственной цепи газовой отрасли — от проведения геологических исследований на месторождениях до работ по повышению эксплуатационной надежности объектов магистрального транспорта газа. Учитывая вклад в развитие промышленного потенциала Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, на музей возлагается задача по сохранению истории филиала и популяризации научных знаний. Наряду с просветительской функцией, хранением и изучением фондовых материалов, музей призван аккумулировать накопленный профессиональный опыт и способствовать налаживанию коммуникаций с целевыми группами общественности — профильными специалистами, студентами нефтегазовых вузов, учащимися школ. В свою очередь, это подразумевает разработку интересных экскурсионных программ и создание дополнительного музейного контента, который был бы понятен и интересен посетителям разных возрастов и разного уровня образования. Принимая во внимание современные тенденции в развитии музейной деятельности, в геологическом музее разработали концепцию, основанную на максимальной вовлеченности посетителей в экскурсионный процесс, благодаря чему посещение музея превратилось в увлекательное путешествие по Тимано-Печорской провинции. В статье рассказывается о том, как происходила «перезагрузка» музея, и процессе адаптации музейных экспозиций к интересам посетителей.

История создания и трансформации музея

Музей основан в 2005 г. по инициативе кандидата геолого-минералогических наук Владимира Николаевича Данилова. Несмотря на то, что геология является лишь одним из научных направлений деятельности филиала, открытие музея было вызвано объективной необходимостью. Во-первых, нуждались в систематизации и соответствующем хранении многочисленные образцы, собранные за годы работы на месторождениях Тимано-Печорской провинции. Во-вторых, по замыслу создателей, музей должен был стать образовательным пространством, где студенты, проходящие производственную практику в филиале, смогли бы повышать свою квалификацию.

Долгое время музей был закрыт для массового посещения и принимал только организованные группы специалистов. В 2018 г. музей перевезли в административное здание филиала. С появлением новой прописки и расширением площади появилось больше возможностей для реализации творческих задач музея. Претерпела изменение и первоначальная концепция — упор сделали на проведении профориентационной работы со школьниками и популяризации естественных наук.

«Создавайте о себе легенды. Боги начинали с этого», — взяв за основу известный афоризм, преобразование музея начали с того, что сочинили легенду о встрече полевого геолога Данилы со сказочным оленем Северным Пегасом, которая и привела к созданию геологического музея. Имена героев выбрали не-



Рис. 1. Кораллы девонского периода, собранные во время полевых экспедиций по изучению Ухтинского района

Fig. 1. Devonian corals collected during field trips to study the Ukhta region



Рис. 2. Фрагмент экспозиции «Минералы и горные породы»

Fig. 2. Fragment of «Minerals and Rocks» exposition

случайно: Данила — это производная от фамилии основателя музея, Северный Пегас — омофон фирменного названия «СеверНИПИГаз», которое филиал носил в 1992–2010 гг. По мотивам легенды сняли рекламный видеоролик, обустроили в музее фотозону с фигурами главных героев.

При создании нового интерьера постарались учесть интересы посетителей не только разных возрастов, но и разных научных и профессиональных направлений. Стены украсили фотографиями, витрины дополнили тематическими декоративными элементами, приспособили под книгу отзывов оленьи рога, которые по легенде сбросил Северный Пегас.

Учитывая, что геология подразумевает не только изучение Земли, но и бережное отношение к ее природным богатствам, музей начал проводить работу в области экологии, инициируя различные проекты. Так, из старых пластиковых стендов сотрудники изготовили масштабное декоративное панно, которое украсило вход в музей и стало дополнительной фотозоной.

Несмотря на довольно скромную площадь — всего 50 м² — музей располагает весьма обширными коллекциями, которые скомпонованы в пять тематических экспозиций, позволяющих не только продемонстрировать богатый геологический потенциал региона, но и познакомить посетителей с геологическими науками.

Экспозиция «Палеонтология» насчитывает более 50 экспонатов, собранных в различных уголках нашей страны, и рассказывает об этапах развития жизни, древней флоре и фауне Земли, а также знакомит гостей с основами исторической геологии, палеонтологии и стратиграфии. Среди экспонатов — прекрасно сохранившиеся остатки древних моллюсков: аммонитов, белемнитов, брахиопод, представители первых членистоногих — трилобиты, а также морские ежи, мшанки, позвонки доисторических рептилий, окаменевшие остатки растений. Самый древний экспонат — трилобит, обитавший в кембрийском периоде, который был обнаружен на реке Волхов в Ленинградской области. Самый «молодой» — фрагмент дна моря юрского периода, некогда располагавшегося на месте современной Тимано-Печоры.

Экспозиция условно делится на две части. Первая — это подарок филиалу от палеонтологического музея пос. Ундоры. Вторая состоит из экспонатов, собранных во время полевых экспедиций по изучению геологии региона. Это разновидности прекрасно сохранившихся кораллов, окаменелые остатки морских беспозвоночных, фрагменты пород с отпечатками панцирных и кистеперых рыб.

Своеобразной изюминкой является разработанная сотрудниками музея геохронологическая шкала-ростомер, с помощью которой можно без труда выучить названия геологических периодов и узнать свой «геологический возраст».

Экспозиция «Минералы и горные породы» насчитывает 929 экспонатов и объединяет все виды пород, а также основные минералы и полезные ископаемые, которые встречаются на территории Тимано-Североуральского региона. Классифицированная по происхождению и химическому составу пород, коллекция представляет интерес в первую очередь для специалистов и студентов профильных специальностей. Благодаря тому, что все образцы находятся в свободном доступе, можно изучить их физические свойства — морфологические, оптические и механические. Ну а самые пытливые умы могут воспользоваться профессиональным электронным микроскопом и определить состав пород на примере имеющихся в музее шлифов.

Обзорная экскурсия по экспозиции построена таким образом, чтобы познакомить посетителей с разновидностями горных пород, богатством минерально-сырьевой базы региона и приобщить к таким нау-



Рис. 3. Коллекция нефтей продуктивных горизонтов Тимано-Печорской провинции

Fig. 3. Collection of oils from productive horizons of the Timan-Pechora province



Рис. 4. Фрагмент экспозиции «Геологический разрез Вуктыльского нефтегазоконденсатного месторождения»

Fig. 4. Fragment of «Geological section of Vuktyl oil and gas condensate field» exposition

кам, как геология полезных ископаемых, минералогия и кристаллография.

Экспозиция «Коллекция нефтей Тимано-Печорской провинции». Ухте справедливо называют родной российской нефти. О нефтепроявлениях на р. Ухте упоминается еще в «Двинской летописи», датированной XV в. Первые шаги к становлению нефтяного дела были сделаны во времена царствования Петра I. А в 1745 г. промышленник Федор Прядунов основал здесь первый в России нефтяной промысел. В настоящее время в Тимано-Печорской провинции выявлено более 200 месторождений нефти, поэтому создание тематической экспозиции было продиктовано объективной необходимостью. Обычно музейные коллекции демонстрируют образцы нефтей разных месторождений. В геологическом музее филиала пошли иным путем и решили показать все разнообразие нефтей региона, возраст которых охватывает интервал от ордовика до триаса.

Уникальная коллекция объединяет образцы со всех продуктивных горизонтов Тимано-Печорской провинции и рассказывает об истории поиска ценного сырья, а также современном этапе развития нефтедобычи и нефтепереработки в регионе. Здесь же представлены образцы битуминозных сланцев различных геологических периодов, полученная путем переработки попутного нефтяного газа синтетическая нефть, нефтенасыщенный песчаник Ярегского месторожде-

ния тяжелой нефти — единственного месторождения в мире, эксплуатируемого шахтным способом.

Экспозиция «Геологический разрез Вуктыльского нефтегазоконденсатного месторождения» дает возможность заглянуть внутрь легендарного месторождения, открытие которого в 1964 г. выдвинуло Республику Коми в число важнейших промышленных регионов страны. Во время экскурсии посетители узнают о процессах формирования Вуктыльской залежи, знакомятся с историей освоения месторождения и научно-техническими решениями, разработанными специалистами филиала специально для условий Вуктыла. Основу экспозиции составляют керны, извлеченные во время бурения поисковых и разведочных скважин в 1960–1970 гг., с помощью которых можно изучить послойную литологию и стратиграфию месторождения. Импровизированный забой представлен образцом керна, полученным с глубины 7026 м в результате бурения скважины № 58, которая занимает почетное четвертое место в пятерке сверхглубоких скважин бывшего СССР.

Экспозиция «Поделочные камни». Завершается путешествие в мир геологии знакомством с коллекцией поделочных камней. Экспозиция погружает посетителей в загадочный мир самоцветов, где правят бал сказки и легенды, а каждый камень рассказывает свою удивительную историю. В коллекции представлены как широко распространенные самоцветы — агаты, различные виды кварца, так и довольно редкие образцы — чароит, энзорит, жадеит (сорт «Империл») и не-



Рис. 5. Щетка аметиста (Бразилия)

Fig. 5. Amethyst brush (Brazil)



Рис. 6. В. Н. Данилов. Экскурсия по геологическим памятникам природы Ухтинского района.

Fig. 6. Excursion to the geological natural monuments of the Ukhta region. Danilov V. N.

фрит, которые в Китае ценятся выше золота. Несмотря на то, что некоторые образцы можно отнести к подделочным камням весьма условно (окаменевшее дерево, шунгит, поваренная соль), они служат прекрасным примером того, что любой камень при правильном подходе может стать произведением искусства.

Новые направления работы музея

В настоящее время в практику музейной деятельности широко внедряются мастер-классы, которые являются действенным инструментом музейной педагогики. Основываясь на опыте коллег, в геологическом музее подготовили мастер-класс по изготовлению поделок из камней, основная задача которого заключается в практическом закреплении полученных во время экскурсии знаний и развитие творческого потенциала. Благодаря выстраиванию диалога и активному вовлечению посетителей в процесс создания художественного произведения формируется интерес к познанию окружающего мира и исследовательской работе.

Новым направлением деятельности музея стала подготовка научно-популярных изданий. На данный

момент реализовано два проекта — «Мир минералов», который рассказывает о коллекциях музея, и путеводитель «Увлекательная геология Ухты и окрестностей», который посвящен геологическим памятникам природы. Издание получило множество положительных откликов и было отмечено на республиканском конкурсе «Экскурсовод года — 2017» в номинации «Нестандартный формат». В настоящее время путеводитель «Увлекательная геология» трансформировался в одноименный проект, включающий в себя комплекс образовательных мероприятий — лекции, выставки и тематические экскурсии. В 2020 г. проект вошел в число победителей конкурса «Экокультура. Мир и согласие», организованного Фондом им. В. И. Вернадского.

Геология — многогранная наука. Этот факт подвигнул сотрудников музея расширить образовательную программу за счет проведения выездных экскурсий по геологическим памятникам природы, которые располагаются в окрестностях Ухты. Понятно, что такие экскурсии сопряжены с решением ряда организационных вопросов, поэтому проводятся они в основном по заявкам предприятий. В частности, благодаря стараниям В. Н. Данилова геологические объекты Ухтинского и Сосногорского районов включены в число рекомендованных для посещения мест при проведении выездных семинаров специалистов международной компании «Винтерсхал», а также студентов кафедры геологии нефти и газа МГУ. Кроме того, полевые экскурсии являются прекрасной возможностью продемонстрировать уникальную природу Севера и туристический потенциал Тимано-Печоры.

1. Данилов В. Н. Увлекательная геология Ухты и окрестностей: справочник-путеводитель. Ухта: НЭП: филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2017. 41 с.

2. Сергеева В. В. Мир минералов: путеводитель по геологическому музею ухтинского филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ». Ухта: филиал ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2019. 30 с.

3. Сергеева В. В. Сохраняя традиции // Регион. 2014. № 7, июль. С. 38–39.

1. Danilov V. N. *Uvlekatelnaya geologiya Ukhty i okrestnostey: spravochnik-putevoditel* (Fascinating geology of Ukhta and surroundings: reference guide). Ukhta: NEP, a branch of Gazprom VNIIGAZ in Ukhta, 2017, 41 p.

2. Sergeeva V. V. *Mir mineralov: putevoditel po geologicheskomu muzeyu ukhtinskogo filiala ООО «Gazprom VNIIGAZ»* (World of minerals: guide to the Geological Museum of the Ukhta branch of Gazprom VNIIGAZ). Ukhta: Branch of Gazprom VNIIGAZ in Ukhta, 2019, 30 p.

3. Sergeeva V. V. *Sokhranyaya traditsii* (Keeping traditions). Region, 2014, No. 7, July, pp. 38–39.

В. В. Сергеева
Геологический музей филиала
ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухта.
v.sergeeva@sng.vniigaz.gazprom.ru



15 февраля 2022, Сыктывкар, Республика Коми

February 15, 2022, Syktyvkar, Komi Republic

Тематический литологический семинар

Thematic Lithological Seminar

«Литология палеокарста»



«Lithology of Paleokarst»

Лаборатория литологии и геохимии осадочных формаций Института геологии им. академика Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН под эгидой Научного совета по проблемам литологии и осадочным полезным ископаемым при ОНЗ РАН 15 февраля 2022 планирует провести тематический литологический семинар «Литология палеокарста».

Палеокарст определяется как древний карст, который обычно погребен под более молодыми осадками или осадочными породами. Древний карст и связанные с ним геологические особенности имеют большое научное значение, потому что не только фиксируют прошлые эрозионные поверхности Земли, но и сохраняют информацию о древнем климате и движении вод в палеоводоносных горизонтах. К тому же некоторые палеокарстовые области являются местами разнообразных полезных ископаемых.

Палеокарст характеризуется разнообразием морфогенетических проявлений и литологическим заполнением, поэтому задачей литологического семинара является рассмотрение имеющихся современных данных по явно доказанному и предполагаемому палеокарсту, так как эти данные важны для палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Планируется приглашение специалистов в области литологии палеокарста с пленарными докладами и желающих заявить свои доклады по данной тематике. На семинаре предполагается также дискуссия интересующихся данной темой геологов разных специальностей.

Наиболее интересные доклады будет предложено оформить в виде статей для специального выпуска журнала «Вестник геонаук». Журнал включен в перечень ВАК, входит в систему РИНЦ, базу данных GeoRef (as Open-Access Journals).

Организационный комитет

Председатель: А. И. Антошкина, д. г.-м. н.,

гл. н. с. ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Секретарь: Е. С. Пономаренко, к. г.-м. н.,

с. н. с. ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Рабочая группа: В. А. Салдин, Н. Ю. Никулова, А. Н. Сандула, Л. А. Шмелева, Н. С. Инкина, А. Н. Шадрин, Д. Н. Шеболкин.

Контрольные сроки

Регистрация заявок на участие с аннотацией доклада — до 25 января 2022 г.

Контактная информация: 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54. Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Факс: 8 (8212) 24-09-70

Тел.: 8 (8212) 24-54-16 — лаборатория литологии и геохимии осадочных формаций

Эл. почта: lithseminar@geo.komisc.ru

Laboratory of Lithology and Geochemistry of sedimentary formations of the Institute of Geology named after Academician N.P. Yushkin FRC Komi SC UB RAS under the auspices of the Scientific Council on Lithology and Sedimentary Minerals at DES RAS plans to hold a thematic lithological seminar «Lithology Of Paleokarst» on February 15, 2022.

Paleokarst is defined as an ancient karst that is generally buried under younger sediments or sedimentary rocks. Ancient karst and associated geological features have great scientific importance, because they not only record the past erosional surfaces of the Earth, but also preserve data on the ancient climate and water transport in paleoaquiferous horizons. In addition, some paleokarst areas are repositories of a variety of minerals.

Paleokarst is characterized by a variety of morphogenetic occurrences and lithological filling; therefore, the objective of the lithological workshop is to review available modern data on proven and presumed paleokarst, since these data are important for paleogeographic and paleotectonic reconstructions.

It is planned to invite specialists on the paleokarst lithology with plenary reports and those wishing to declare their reports on this topic. A dispute of geologists from various areas, who are interested in this theme, is also expected at the seminar.

The most interesting reports will be proposed to a special issue of the journal «Vestnik of Geosciences». The journal is included in the list of the Higher Attestation Commission, the RSCI system, the GeoRef database (as Open-Access Journals).

Organizing committee

Chair: A. I. Antoshkina, D.Sc., Chief Researcher at Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS

Secretary: E. S. Ponomarenko, Cand.Sc., Senior Researcher at Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS

Members of the working organizing committee: V. A. Saladin, N. Yu. Nikulova, A. N. Sandula, L. A. Shmeleva, N. S. Inkina, A. N. Shadrin, D. N. Shebolkin.

Deadlines

Registration and acceptance of abstracts of reports until January 25, 2022.

Contact information: Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS,

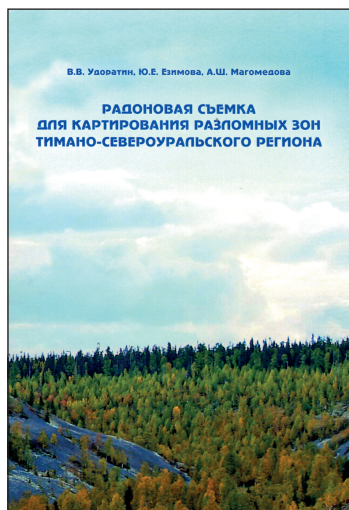
167982, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar, Komi Republic, Russia.

Fax: +7 (8212) 24-09-70

Phones: +7 (8212) 24-54-16 — Laboratory of Lithology and Geochemistry of Sedimentary Formations

E-mail: lithseminar@geo.komisc.ru

Новые издания • New publications



УДК 550.3!+ 550.34+ 550.389.1+551.248 2

ББК 26.21

DOI 10.19110/89606-020

Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова Л. Ш. **Радоновая съемка для картирования разломных зон Тимано-Североуральского региона** / Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2021. 153 с.

Для Тимано-Североуральского региона и прилегающих территорий рассмотрена возможность применения радоновой съемки для картирования разломных зон. В комплекс исследований также входило изучение потенциальных полей, материалов сейсморазведочных методов. Изучены разломы Кировско-Кажимского и Печоро-Колвинского авлакогенов, Вычегодского прогиба и Тиманской гряды. Составлены схемы распределения полей радона в пределах разломных зон.

На территории Среднего Тимана исследован характер распределения объемной активности радона над кимберлитовыми трубками, где отмечены повышения его уровня, что может являться дополнительным поисковым признаком.

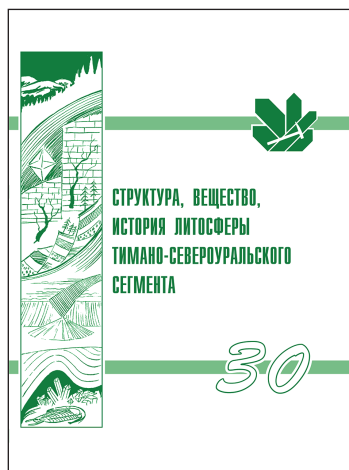
Книга может быть полезна специалистам в области тектонического районирования, а также геологам и геофизикам, работающим в разных областях наук о Земле.

V. V. Udoratin, Yu. E. Ezimova, A. Sh. Magomedova. **Radon survey for mapping fault zones of the Timan-Northern Ural region**. Syktывkar, 2021. 153 p. (Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS).

For the Timan-Northern Ural region and adjacent territories, the possibility of using radon survey for mapping fault zones has been considered. The complex of studies also included the study of potential fields, materials of seismic methods. The faults of the Kirov-Kazhim and Pechora-Kolva aulacogens, the Vychegda depression and the Timan ridge have been studied.

The schemes of distribution of radon fields within the fault zones have been compiled. The nature of the distribution of the volumetric activity of radon over kimberlite pipes has been investigated on the territory of Central Timan. The observed increase of the radon level over pipes can be an additional prospecting indicator.

The book can be useful for specialists studying tectonic zoning, as well as geologists and geophysicists working in various fields of earth sciences.



УДК УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 30-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2021. 220 с.

В сборнике представлены материалы 30-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы четвертичной геологии, изотопной геохронологии, инженерной геологии, литологии и седиментологии, петрографии, стратиграфии, геологии нефти и газа, геохимии, геофизики, палеонтологии, минералогии и региональной геологии.

Structure, Substance, History of the Lithosphere of the Timan-Northern Ural segment. Proceedings of the 30th scientific conference. Syktывkar: Institute of geology Komi SC UB RAS, 2021. 220 p.

The collection contains proceedings of the 30th scientific conference «Structure, Substance, History of the Lithosphere of the Timan-Northern Ural segment». The authors discuss problems of Quaternary geology, isotope geochronology, engineering geology, lithology and sedimentology, petrography, stratigraphy, oil and gas geology, geochemistry, geophysics, paleontology, mineralogy and regional geology.

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:

Р. А. Шуктомов

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 30.11.2021. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6,5. Тираж 140. Заказ 1171. 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.